

Copyright ©

Es gilt deutsches Urheberrecht.

Das Werk bzw. der Inhalt darf zum eigenen Gebrauch kostenfrei heruntergeladen, konsumiert, gespeichert oder ausgedruckt, aber nicht im Internet bereitgestellt oder an Außenstehende weitergegeben werden ohne die schriftliche Einwilligung des Urheberrechtsinhabers. Es ist nicht gestattet, Kopien oder gedruckte Fassungen der freien Onlineversion zu veräußern.

German copyright law applies.

Copyright and Moral Rights for this thesis are retained by the author and/or other copyright owners. The work or content may be downloaded, consumed, stored or printed for your own use but it may not be distributed via the internet or passed on to external parties without the formal permission of the copyright holders. It is prohibited to take money for copies or printed versions of the free online version.

26. Juni 1992

15666

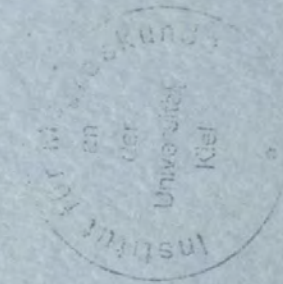
Z945-1

BERICHTE

aus dem

SONDERFORSCHUNGSBEREICH 313

VERÄNDERUNGEN DER UMWELT - DER NÖRDLICHE NORDATLANTIK



Nr. 32

Räumliche und zeitliche Verteilung stabiler Isotope ($\delta^{15}\text{N}$, $\delta^{13}\text{C}$) in suspendierten und sedimentierten Partikeln im Nördlichen Nordatlantik

MAREN VOSS

Nr. 32

Räumliche und zeitliche Verteilung stabiler Isotope
($\delta^{15}\text{N}$, $\delta^{13}\text{C}$) in suspendierten und sedimentierten Partikeln
im Nördlichen Nordatlantik



Maren Voss

INHALTSVERZEICHNIS

1. Zusammenfassung	1
2. Einleitung	4
3. Kurzer Überblick über die Anfänge der Isotopenforschung	7
3.1. Theorie der Fraktionierung	9
3.2. Stabile Isotope in biologischen Prozessen	12
- Assimilation	12
- Dissimilation	15
4. Hydrographie des Untersuchungsgebietes	16
5. Material und Methoden	18
5.1. <u>in situ</u> Messungen	18
5.2. Probenvorbereitung für die Messung der stabilen Isotope	22
5.3. Massenspektrometrische Messung	23
5.4. Fehlerbetrachtung	23
6. Ergebnisse	26
6.1 Jahresverankerungen	26
6.2. Driftstudie und Kurzzeitverankerung auf dem Vöringplateau	45
6.3. Daten der Wassersäule im jahreszeitlichen Ablauf	48
6.4. Freßexperimente zur Fraktionierung	67
7. Diskussion	69
7.1. Bildung des Isotopensignals in der Wassersäule - suspendierte Partikel in der euphotischen Zone	69
- Kohlenstoff	69
- Stickstoff	76
7.2. Modifikation des Isotopensignals in der Wassersäule - suspendierte Partikel unterhalb der euphotischen Zone	84
7.3. Beeinflussung des Isotopensignals durch die Aktivität herbivorer Organismen	90
7.4. Abbildung pelagischer Prozesse im Material der Sinkstofffallen und Wechselwirkung mit den suspendierten Partikeln	92
7.5. Schlußbetrachtung	99
Anhang	
Literaturverzeichnis	
Danksagung	

Verzeichnis der benutzten Abkürzungen:

POM	partikuäres organisches Material
POC	partikuärer organischer Kohlenstoff
PON	partikuärer organischer Stickstoff
DOM	gelöstes organisches Material
DOC	gelöster organischer Kohlenstoff
DON	gelöster organischer Stickstoff
TG	Trockengewicht (= Seston)
PSi	partikuläres biogenes Silikat
C/N	molares Verhältnis von Kohlenstoff zu Stickstoff
PPO ₄	partikuläres Phosphat
STET	Sigma teta = Dichte
AOU	apparent oxygen utilization
T/S	Temperatur/ Salzgehalt
μMol	μmol pro Liter
ppm	parts per million
PEP	Phosphoenolpyruvat
PEPCase	Phosphoenolpyruvat-Karboxylase
RuBPCase	Ribulosebisphosphat-Karboxylase
TCA	Tricarbonsäurezyklus (Citronensäure-Kreislauf)
VP	Vöringplateau, und Name der Verankerung auf dem Vöringplateau
LB	Lofotenbecken
NB	Name der Verankerung im Lofotenbecken
JM	Jan Mayen (Strom), und Name der Verankerung in Jan Mayen Strom
SSF	verankerte Sinkstoffalle
KZV	Kurzzeitverankerung

SUMMARY

Sediment trap samples from up to 3 years of continuous sampling (1986-1989) at 3 sites in the Northern North Atlantic (Vøring Plateau 67°N, 37 and 47°E; Lofotenbecken 70°N, 0°; Jan Mayen Strom 72°N, 10°W) have been analyzed for dry weight, particulate organic nitrogen and carbon, particulate silicate and carbonate. All parameters as well as $\delta^{15}\text{N}$ values show seasonal variations, which was not seen in parallel measurements of $\delta^{13}\text{C}$. The mass flux and the ^{15}N seemed to have an inverse relationship while the ^{13}C was not correlated to any of the measured parameters. For interpretation of the sediment trap material data from pelagic studies using drifting sediment trap array was used.

The uptake of nitrate until its depletion could be identified as the main process leading to alteration of the $\delta^{15}\text{N}$ signal in the euphotic zone as well as in the sinking particles using the mathematical model of the Raleigh distillation. Several factors such as temperature and species specific isotope fractionation were seen to be important for buildup of the $\delta^{13}\text{C}$ signal. The switching from a C3 to a C4 metabolism in response to environmental changes is especially discussed as a factor influencing the isotope signature in marine phytoplankton. The huge C reservoir in the ocean compared to the inorganic nitrogen pool is probably an additional reason for the absence of a seasonal $\delta^{13}\text{C}$ pattern in the sediment trap material.

Profiles of $\delta^{15}\text{N}$ and $\delta^{13}\text{C}$ from discrete samples from the whole **water column** and different seasons (summer, autumn and winter) showed a large shift in the isotope ratios. The $\delta^{15}\text{N}$ in the suspended particulate pool was 2-3 ‰ in June, about 10 ‰ in September and 5-6 ‰ in November. In $\delta^{13}\text{C}$ the main change occurred from November to June. From June to September the $\delta^{13}\text{C}$ values remained constant. Whether this phenomenon is produced by a constant or a single input of particles to the suspended pool below the euphotic zone can not be resolved. It is suspected that a single pulsed input at the time of the sedimentation peak occurs, followed by modification and degradation of the particles.

Feeding experiments with the copepod Calanus finmarchicus, C. hyperboreus and the pteropod Limacina retroversa were carried out. The faecal pellets and aggregates produced all showed a depletion in the stable isotope ratios with the exception of the $\delta^{15}\text{N}$ from the pteropod aggregates. Although the data contradict other published results they seem to be plausible since the animals always have higher isotope signals than their food.

Together with the results of previous investigations flux data and water column processes have been interpreted. In 500 and 1000 m water depth monthly means of the $\delta^{15}\text{N}$ in the sediment traps showed a rapid decrease from April to July. The maximum in the mass flux occurred in July (500 m) and August (1000 m). From July to December a slow increase could be seen which was more gradual the deeper the traps were situated. The sedimentation peak in **early summer** (July) comes from the feeding activity and fecal pellet production of copepods and a sedimenting spring bloom - the latter especially occurring in the Jan Mayen current where drifting pack ice interrupts the spring growth phase. Both processes produce rapidly sinking and isotopically light (^{15}N) particles which transport material to 3000 m depth within a few weeks. During **summer** a lower sedimentation rate is observed probably due to efficient recycling processes in the upper water column. The sinking and suspended material during summer becomes successively heavier (^{15}N) due to nitrate depletion and degradation

processes. This system ends on the Vöring Plateau in late summer/autumn due to the feeding activities of pteropods which are transported from the Atlantic with northward flowing water masses. In **winter** the mass flux stays surprisingly high with also high $\delta^{15}\text{N}$ values, but no process can clearly be made responsible for that phenomenon. In the Lofoten Basin at 3000 m depth a year - round resuspension from the bottom occurs which is probably caused by an eddy structure at that location. The suspended particles are several permill lighter than the sinking ones. That this discrepancy is not found in summer and autumn indicates a decoupling between euphotic zone processes and sedimentation. The particles retained in the water column after the growth phase ends in autumn probably sink slowly and are thus modified within the water column. Highest $\delta^{15}\text{N}$ values reach the sediment trap in 500 m at the end of the year; at greater depths highest isotopes values initially occur in January through April. Besides these slowly sinking particles from the euphotic zone the particles reaching 1000 and 3000 m depth might also be influenced by the isotopically light particles from the mass flux in July which remain suspended. This hypothesis is supported by the yearly mean isotopic ratio for each depth, which are extremely similar. The lighter isotopic ratios for greater depths could therefore be a result of aggregation and disaggregation processes within the water column.

1. ZUSAMMENFASSUNG

Bis zu 3 Jahren kontinuierlich gesammelte Sinkstofffallenproben aus dem nördlichen Nordatlantik von 3 Stationen zeigten einen deutlich saisonalen Verlauf in allen untersuchten Parametern (Seston, partikulärer organischer Stickstoff (PON) und Kohlenstoff (POC), partikuläres Silikat und Karbonat). Auch die stabilen Stickstoffisotope zeigten einen jahreszeitlich wiederkehrenden Verlauf, die Kohlenstoffisotope nicht. Die durch treibende Fallen unterstützten Untersuchungen der biologischen Prozesse in der Wassersäule, die zu verschiedenen Jahreszeiten schon vor Beginn dieser Arbeit durchgeführt worden waren, wurden zur Interpretation der Daten der Jahresverankerungen herangezogen.

Auffällig war der fast inverse Verlauf des Massenflusses und der $\delta^{15}\text{N}$ Werte, und ein scheinbares Fehlen jeglichen Zusammenhanges zwischen Sedimentationsereignissen und $\delta^{13}\text{C}$ Daten. Zur Aufklärung dieser Beobachtung wurde versucht die Bildung des Isotopensignals in der euphotischen Zone im Jahresverlauf aus einigen zu verschiedenen Jahreszeiten gemessenen Profilen zu rekonstruieren. Dabei war für die $\delta^{15}\text{N}$ Werte der mathematische Ansatz über die Fraktionierungsgleichung bei der Nitrataufnahme hilfreich (Rayleigh Destillation). Dieser Prozess der Nährsalzaufnahme bis zur Erschöpfung der Vorräte wurde als wichtigster Faktor für die Bildung des ^{15}N Signals der suspendierten Partikel in der euphotischen Zone und in den sedimentierten Partikeln verantwortlich gemacht. Beim Kohlenstoff wurden neben der Temperatur die artspezifische Fraktionierung sowie die Kohlenstofffixierung via C4-Metabolismus diskutiert. Die Kohlenstofffixierung mit Hilfe des Enzyms Phosphoenolpyruvat Karboxylase fand besondere Beachtung, da seit einigen Jahren die ökologischen Ursachen der Stoffwechselumstellung von C3- auf C4- Fixierung diskutiert werden. Dadurch, daß der anorganische Kohlenstoffvorrat gegenüber dem der anorganischen Stickstoffnährsalze unendlich groß ist, und zudem mehrere Faktoren die Fraktionierung gleichstark beeinflussen, konnte kein saisonales Muster der $\delta^{13}\text{C}$ Werte in der euphotischen Zone und im sedimentierten Material aufgezeigt werden.

Profile der $\delta^{15}\text{N}$, $\delta^{13}\text{C}$ Werte sowie der Konzentrationen von POC und PON aus verschiedenen Jahreszeiten dienten dazu die Saisonalität auch im suspendierten Partikelpool von der Oberfläche bis in große Wassertiefen darzustellen. Die $\delta^{15}\text{N}$ Werte verschoben sich in der gesamten Wassersäule von mittleren Werten von 2-3 ‰ im Juni auf ca. 10 ‰ im September und 5-6 ‰ im November. Die $\delta^{13}\text{C}$ Werte zeigten eine ähnliche Verschiebung, die scheinbar dem Stickstoff nachfolgte. Die Veränderung der gewichteten Mittelwerte für die gesamte Wassersäule erfolgte von November bis Juni. Im Zeitraum von Juni bis September, in dem die $\delta^{15}\text{N}$ Veränderung auftritt, scheinen die $\delta^{13}\text{C}$ Werte gleich zu bleiben. Ob dieses Phänomen durch eine einmalige oder ständige Zufuhr von Partikeln zum suspendierten Pool hervorgerufen wurde, konnte nicht festgelegt werden. Es wird jedoch vermutet, daß ein einmaliger Eintrag partikulärer organischer Substanz pro Jahr in große Wassertiefen und die nachfolgende Modifikation des Materials die isotopische Veränderung in der gesamten Wassersäule bewirkt.

Experimente zur Fraktionierung der stabilen Isotope bei der Nahrungsaufnahme wurden mit den wichtigsten herbivoren Organismen des Nördlichen Nordatlantiks, Calanus finmarchicus, C. hyperboreus und Limacina retroversa durchgeführt. Für die $\delta^{13}\text{C}$ Fraktionierung ergab sich in allen

Experimenten eine Abreicherung in den Kotballen der Copepoden bzw. den Aggregaten der Pteropoden gegenüber den Nahrungs- $\delta^{13}\text{C}$ -Werten. Die $\delta^{15}\text{N}$ Werte der Pteropodenaggregate waren höher als die der Nahrung, die Kotballenergebnisse hingegen waren fast alle niedriger. Obwohl diese Ergebnisse den Literaturdaten widersprechen, erscheinen sie meiner Meinung nach plausibel zu sein. Denn heterotrophe Organismen sind immer isotopisch schwerer als ihre Nahrung, so daß aus Gründen einer ausgewogenen Massenbilanz die Exkrete der Tiere isotopisch leicht sein müssen.

Unter Zuhilfenahme der früheren Untersuchungen in der Norwegischen See wurden die Isotopendaten im sedimentierten Material in jahreszeitlicher Abfolge rekapituliert. Die $\delta^{15}\text{N}$ Monatsmittelwerte zeigten in 500 und 1000 m Tiefe einen gleichzeitigen raschen Abfall von April bis Juli, wobei im Juli das Sedimentationsmaximum des Jahres erfolgt. Vom Juli bis zum Dezember verläuft der Anstieg der Werte langsam, und zwar um so flacher je größer die Sinkstoffallentiefen sind (Abb.59). Für den Sedimentationspeak im **Frühsommer** (Juli) wurde sowohl die Freßaktivität der Copepoden als auch eine, -insbesondere im JM-Strom ausgeprägte - Frühjahrsblüte verantwortlich gemacht, wobei beide Prozesse isotopisch leichtes Material sehr rasch bis in 3000 m Tiefe transportierten. Im JM Strom muß man wahrscheinlich von einer gepulsten Sedimentation ausgehen, da Wachstumsphasen im Phytoplankton von treibenden Packeisfeldern beendet werden, die Organismen absterben, und bei genügend Licht wieder zu wachsen beginnen. Den **Sommer** über blieb die Sedimentation dann gering, da eine hohe Recyclingeffizienz in der euphotischen Zone angenommen werden kann. Das in geringen Mengen sedimentierende Material wurde in dieser Zeit isotopisch ($\delta^{15}\text{N}$) sukzessive schwerer als es während des Sedimentationspeaks gewesen war. Ein Ende dieser Situation führten auf dem Vöringplateau wahrscheinlich die mit Atlantikwasser eingetragenen Pteropoden herbei, da durch sie ein Sedimentationspuls ausgelöst wurde. Den **Winter** über blieb die Sedimentation auf dem VP und dem JM Strom überraschend hoch, konnte jedoch nicht im Einzelnen auf bestimmte Ursachen zurückgeführt werden. Im Lofotenbecken in 3000 m Tiefe war eine ganzjährige Resuspension von Sediment zu verzeichnen, die eventuell durch eine Wirbelstruktur hervorgerufen sein könnte. Das im Winter sedimentierende Material war im Hinblick auf die ^{15}N Isotope schwer, das suspendierte in der gesamten Wassersäule allerdings deutlich leichter. Die Diskrepanz in den Isotopenwerten der suspendierten und sedimentierten Partikel gegen Jahresende belegte eine Entkopplung in der Vertikalen zwischen Prozessen in der euphotischen Zone und dem Export. Nach Beendigung der Wachstumsphase waren in der Wassersäule noch erhebliche POC und PON Konzentrationen vorhanden, die sich kaum von denen im Juni unterschieden. Von diesem Material wird angenommen, daß es im Laufe des Winters modifiziert wird und langsam absinkt. In 500 m Tiefe wurden bereits am Ende des Jahres hohe $\delta^{15}\text{N}$ Werte im sinkenden Material verzeichnet, während in größeren Wassertiefen erst im Januar bis April maximale Isotopenwerte auftraten.

Für den Verlauf des $\delta^{15}\text{N}$ Sedimentationssignals in 1000 und 3000 m Tiefe vom Juli bis zum Winter wurde der hohe isotopisch leichte Sedimentationspeak im Frühjahr, der z.T. disaggregiert und sich in langsamer sinkende Partikel umwandelt, und so die Sedimentation nach dem Peak speist verantwortlich gemacht. Als Hinweis für die Richtigkeit dieser Vermutung wurde die große Ähnlichkeit der $\delta^{15}\text{N}$ Jahresmittelwerte (nach der PON-Konzentration gewichteten) in allen 3 Sinkstoffallen-Tiefen angeführt.

Dieses komplexe Bild über das Zustandekommen der Isotopenwerte im sedimentierten Material im Jahresablauf konnte mit Hilfe der Informationen aus den $\delta^{15}\text{N}$ Werten zustande kommen. Die $\delta^{13}\text{C}$ Werte tragen erheblich schwerer zu identifizierende Informationen.

2. EINLEITUNG

Zwei Fragenkomplexen entstammt das Interesse am Sedimentationsgeschehen im Ozean: Der Frage nach Qualität und Quantität organischen Materials für die benthischen Lebensgemeinschaften (Steele 1974) und - besonders während des letzten Jahrzehnts - die Frage nach der Rolle der biologischen Pumpe im globalen Kohlenstoffkreislauf (Broecker und Denton 1989). Dabei werden der Rekonstruktion der Klimageschichte und den Veränderungen im marinen Milieu während der Glazial-Interglazial Wechsel ebenso Beachtung geschenkt, wie den Auswirkungen und dem Verbleib des anthropogen freigesetzten Kohlendioxyds (Moore und Bolin 1986, Broecker und Denton 1989, Weissert und Channell 1989).

Die Vorstellung, daß die Sedimentation ein konstanter Regen organischer Partikel aus der produktiven Deckschicht der Meere ist, wurde durch zahlreiche Arbeiten in den 80iger Jahren korrigiert (z.B. Zeitzschel 1978, v. Bodungen et al. 1981, Lampitt 1985, Deuser 1986, Deuser et al. 1988, Wefer 1989). Dabei wurde die Abhängigkeit der Sedimentation von Prozessen in der euphotischen Zone erkannt, und die daraus resultierende saisonal schwankende Höhe des Partikelflusses (Deuser und Ross 1980). Die regional und saisonal unterschiedlichen Produktionsbedingungen in der Deckschicht resultieren in ebenso unterschiedlichen sedimentierenden Partikeln (Peinert et al. 1989). Eppley und Peterson (1979) unterschieden in dem Zusammenhang Systeme, die von neuer Produktion (d.h. Wachstum durch die Zufuhr allochtoner Nährsalze) dominiert wurden und hohe Sedimentationsraten aufwiesen, von Systemen regenerierter Produktion (d.h. Wachstum durch autochthone Nährsalze), aus denen aufgrund effizienter Rezirkulation der Nährsalze wenig organisches Material sedimentiert. Diese Idee wurde 1983 von Eppley et al. dahingehend weitergeführt, daß aus dem Nitratverbrauch in der euphotischen Zone auf den Export partikulären organischen Stickstoffs (PON) aus der Deckschicht auf Jahresbasis geschlossen werden kann. Obwohl diese Überlegungen generell als richtig angesehen wurden, wurden immer verfeinerte Vorstellungen über partikelbildende und schließlich zum Absinken führende Prozesse publiziert, die die Qualität und die Saisonalität der Partikelsedimentation beeinflussen (z.B. Bathmann 1988, Peinert et al. 1989, Noji 1989, v. Bodungen 1989, Bathmann et al. 1990). Dies sind z.B. die Reproduktionszyklen einzelner Organismen und deren Aktivität im Hinblick auf Partikelbildung und -modifikation (Bathmann 1988, v. Bodungen et al. 1987, Bathmann et al. 1991).

Zusätzlich kompliziert wurde die Thematik über den Zusammenhang zwischen der Menge aufgenommenen Nitrats und dem Export partikulären organischen Stickstoffs durch die Diskussion um die Höhe, Labilität, biologische Verfügbarkeit und die Quelle gelöster organischer Substanzen (Sugimura und Suzuki 1988, Williams und Druffel 1988, Druffel et al. 1989, Jumars et al. 1989).

Das Interesse am Sedimentationsgeschehen ist jedoch nicht ausschließlich biologischer Natur. Vielmehr sind Sinkstofffallen-Studien ein Gebiet, in dem die Zusammenarbeit von Geologen, Chemikern, physikalischen und biologischen Ozeanographen am weitesten verbreitet ist (Sharp 1991). Die Beprobung sedimentierender Partikel über einen Jahresgang ist dank der Technik seit Ende der 70iger Jahre kein grundsätzliches Problem (Zeitzschel et al. 1978, Honjo 1980). Andere Prozesse sind jedoch nur durch einen entsprechend vermehrten Einsatz von Forschungsschiffen zu klären. Jahresgänge der Partikelsedimentation sind bisher zwar nur in geringer räumlicher Auflösung

im Ozean aufgenommen worden. Die kontinuierliche Registrierung des Partikelflusses über mehrere Jahre jedoch, führte zu Zeitserien und Erkenntnissen über kurzzeitige und interannuelle Variabilität, wie sie bisher für keinen anderen pelagischen Prozess gewonnen wurden. Daher wurde zunehmend der Versuch unternommen, aus Quantität und Qualität von Sinkstoffen Rückschlüsse auf pelagische Prozesse zu ziehen. Da der größte Teil des abgesunkenen Materials nicht mehr mikroskopisch identifizierbar ist, wurden andere Parameter gesucht, die Auskunft über Herkunft und Schicksal des sedimentierten Material geben könnten. Dazu boten sich "Biomarker" an, organische Moleküle spezifischer Herkunft, die geringe oder sehr spezifische Modifikationen durch Alterungs- und Verdauungsprozesse erfahren. Zu dieser Gruppe gehören u.a. Lipide und Pigmente (Wakeham und Canuel 1988, Thomsen in Vorb., Peeken in Vorb.). Wakeham und Canuel (1988) konnten mit Hilfe biochemischer Daten der suspendierten und sedimentierten Partikel die Wechselwirkung zwischen beiden Gruppen beschreiben, und sie vermuteten, daß eine rasche Zufuhr labiler Komponenten zum langsam sinkenden Pool der Partikel erfolgt.

Zusätzliche Hinweise über Herkunft von Partikeln und das Produktionssystem in der Deckschicht können stabile Isotope wichtiger biogener Elemente ergeben (Saino und Hattori 1980, Altabet 1988, Altabet 1989). Außer beim Phosphor weisen alle biologisch bedeutsamen Elemente stabile Isotope auf (1,1% vom Kohlenstoff ist ^{13}C , 0,3663% vom Stickstoff ist ^{15}N). Verbindungen, die dieses etwas schwerere Isotop enthalten werden in geringerem Maße umgesetzt als die gleiche Verbindung ohne das Isotop. Die höhere Bindungsenergie zum stabilen Isotop führt letztlich zu einer Ungleichverteilung des stabilen Isotopes in Substrat und Produkt (Urey 1947, Abelson und Hoering 1961, Fry und Sherr 1984). Aufgrund dieses Phänomens sind beispielsweise die Beziehungen von Organismen im Nahrungsnetz beschreibbar. Tiere höherer trophischer Ebenen reichern das schwere Isotop an, da es in ihrem Stoffwechsel langsamer umgesetzt wird (Minagawa und Wada 1984, Mills 1984, Dickson 1988, Fry 1988). Diese Anreicherung ist für ^{15}N deutlicher als für ^{13}C , das nur im statistischen Mittel einer genügend hohen Probenzahl eine leichter Zunahme pro trophische Ebene zeigt (Fry 1988). Dafür können Kohlenstoffisotope in Organismen Hinweise auf eine isotopisch charakterisierbare Nahrungsquelle liefern, z.B. sind Spartina - Pflanzen mit höheren ^{13}C -Gehalten als Phytoplankton eindeutig in den Organismen nachweisbar, wenn sie bevorzugt gefressen wurden (Peterson et al. 1985, Sullivan und Moncreiff 1990). Isotopische Untersuchungen über die Wechselbeziehungen zwischen suspendierten und sedimentierten Partikeln gibt es meines Wissens bislang nicht, und erst wenige Daten über Isotopenwerte von Sinkstoffallenproben wurden veröffentlicht (Altabet und Deuser 1985, Saino und Hattori 1987, Fischer 1989). Aus diesen Studien wurde deutlich, daß das sedimentierte Material einige Informationen über die Situation enthält, in der die Partikel gebildet wurden. Beispielsweise gibt die Höhe des ^{15}N Gehaltes in einer Sinkstoffprobe einen Hinweis auf das Verhältnis des Nitratverbrauchs zur Ausgangskonzentration in der Deckschicht (Altabet und Deuser 1985), oder des oxidativen mikrobiellen Abbaus der Partikel (Saino und Hattori 1987).

Im Nördlichen Nordatlantik, der vom Sonderforschungsbereich 313 schon seit 1985 jährlich angelaufen wird, wurden bislang keine Isotopendaten im partikulären organischen Material gemessen. Das Seegebiet unterliegt starken saisonalen Schwankungen besonders in der Sonneneinstrahlung

und Eisbedeckung (Johanessen 1986). Dies führt u.a. in den biologischen Prozessen, wie z.B. der Primärproduktion zu hohen Variationen zwischen den Jahreszeiten (Smith und Sakshaug 1990). Es ist zu erwarten, daß sich diese Extreme auch im sedimentierten Material und in den Isotopengehalten abbilden. Um Prozesse mit einer relativ neuen Methode zu beschreiben, können zu erwartende hohe Amplituden in den absoluten Werten hilfreich sein. Daher sind die Norwegische und Grönländische See als Untersuchungsgebiet besonders geeignet. In dieser Arbeit wurde versucht isotopisch beschreibbare Deckschichtprozesse und deren Abbildung im sedimentierten Material nachzuvollziehen. Insbesondere sollte versucht werden folgende Fragen zu klären:

- Wie sieht das Isotopensignal in der euphotischen Zone und der Wassersäule darunter im Jahresgang im Nördlichen Nordatlantik aus?
- Welche Modifikationsprozesse (Grazing, oxidativer Abbau) treten vor und während der Sedimentation auf und wie wirken sie sich auf die Isotopenwerte aus?
- Wie verläuft der Jahresgang der ^{15}N und ^{13}C Werte in den Sinkstoffallenproben?
- Ist dieser Jahresgang der Sedimentation auf beschriebene Prozesse in der euphotischen Zone zurückzuführen?

3. KURZER ÜBERBLICK ÜBER DIE ANFÄNGE DER ISOTOPENFORSCHUNG

Aus der Erforschung radioaktiver Substanzen stammt ursprünglich die Entdeckung der Isotope. Hierbei wurde um die Jahrhundertwende die Beobachtung gemacht, daß Substanzen z.B. Ionium und Thorium, die heute zusammen das Element Thorium ausmachen, bei gleichen chemischen Eigenschaften unterschiedliches radioaktives Verhalten aufweisen. Wenige Jahre später, um 1911, vermutete man bei den meisten Elementen eine Mischung aus Isotopen, die zu der Zeit jedoch nicht durch chemische Methoden trennbar waren. Sir J.J. Thompson konstruierte das erste Massenspektrometer und konnte schließlich die Existenz auch von stabilen Isotopen bestätigen (zitiert aus Urey 1947). Der englische Physiker F.W. Aston stellte die erste Isotopenregel auf, wonach Elemente mit ungerader Ordnungszahl höchstens 2 stabile Isotope haben, Elemente mit gerader Ordnungszahl jedoch mehrere stabile Isotope aufweisen können (Höfling 1979). Im Jahr 1924 waren 50 stabile Isotope bekannt. Und bereits 1947 wies Urey in seiner klassischen Arbeit über "The Thermodynamic Properties of Isotopic Substances" auf eine mögliche Anwendung der Isotopenzusammensetzung in geologischen Ablagerungen für die Rekonstruktion der Paläotemperatur hin. Epstein et al. entwickelten 1951 und 1953 nach experimentellen Untersuchungen eine Temperaturskala, die eine Funktion zwischen ^{18}O -Gehalt und der Bildungstemperatur von Karbonatschalen beschreibt. Die Entwicklung eines neuen Massenspektrometers, das kleinste Unterschiede im Verhältnis von Isotopenhäufigkeiten messen konnte, beendete Nier 1947. Pro Messung benötigte man damals noch 20 mg Trockengewicht organischen Materials, zum Vergleich genügen für Messungen an heutigen Geräten 2-3 mg.

In den folgenden Jahrzehnten wurde intensiv die Messung von Kohlenstoffisotopen in Karbonaten, Kohlendioxyd, pflanzlichem und tierischem Material vom Land und aus dem Meer betrieben, da Kohlenstoff ein Schlüsselement geochemischer und biochemischer Prozesse ist und in genügend großen Mengen leicht zu beschaffen war. Craig (1953) beschrieb die ^{13}C Gehalte pflanzlichen Materials verschiedener Regionen und fand geringe geographische Unterschiede, die er auf den ^{13}C - Gehalt des atmosphärischen CO_2 zurückführte, das von den Pflanzen aufgenommen wurde. Aufgrund von Analysen an marinen Invertebraten vermutete Craig einen Zusammenhang zwischen Nahrungs - ^{13}C Werten und dem der Tiere. Jedoch galt sein Hauptinteresse den Isotopengehalten fossiler Stoffe wie z.B. Kohle, Kalkstein und Öl. Es drängte sich die Frage auf, warum zwar Kohle und rezentest terrestrisches Pflanzenmaterial isotopisch gleich sind, Erdöl und Phytoplankton jedoch nicht (s. Abb.1).

Diese Entdeckung war einer der Gründe für die differenzierte Untersuchung von Park und Epstein (1961) über die Isotopen - Fraktionierung bei der Photosynthese. Sie unterschieden zwischen zwei Fraktionierungsprozessen einem diffusiven bei der CO_2 Aufnahme in das Zellinnere und einem zweiten bei der enzymatischen Reduzierung des Kohlendioxyds. Daß es zudem verschiedene Wege der CO_2 - Fixierung bei der Photosynthese (C_3 und C_4 -Pflanzen) gibt, die eine unterschiedlich hohe Fraktionierung zur Folge haben, blieb bis 1965 unerkannt. Bender (1968) veröffentlichte erste Isotopenwerte von C_4 Pflanzen, die durchgehend höhere ^{13}C Gehalte aufwiesen als die von C_3 Pflanzen. In den darauffolgenden Jahren fanden zahlreiche Untersuchungen über Umweltvariablen statt, die die Fraktionierung bei der Photosynthese beeinflussen. Es wurden der Einfluß von Licht

(Park und Epstein 1961), Temperatur, Salzgehalt (Farquhar et al. 1982), Düngung, CO₂-Verfügbarkeit sowie die artspezifische ¹³C-Aufnahme getestet (cf. O'Leary 1981). Park und Epstein (1961) untersuchten außerdem den ¹³C-Gehalt von respiriertem CO₂ und verschiedenen Metaboliten in Pflanzen. Die Messungen ergaben für die Lipide deutliche geringere ¹³C Gehalte als für die gesamte Pflanze (Park und Epstein 1961, Parker 1964). Eine Fraktionierung auch bei der Synthese anderer Metabolite wie z.B. Aminosäuren, wurde durch die Arbeit von Abelson und Hoering (1961) deutlich.

Zu Beginn der 50iger Jahre begann die intensivere Erforschung der ¹⁵N-Isotope, hauptsächlich mit Messungen an Mineralien (Parwel et al. 1957). Hoering war 1955 der erste, der u.a. einige ¹⁵N Daten marinen Materials veröffentlichte. Analysen im Ozean beschränkten sich bis dahin weitgehend auf anorganischen Stickstoff. Und erst 1967 publizierten Miyake und Wada eine systematische Untersuchung über "The abundance ratio of ¹⁴N/¹⁵N in marine environments", worin sie Vermutungen über Fraktionierungsschritte in der Nahrungskette und bei dem oxidativen Abbau organischer Substanz äußerten.

Dieser Überblick über wenige wichtige Arbeiten am Anfang der Erforschung stabiler Isotope, läßt die Komplexität der Ursachen einer Fraktionierung erahnen. Gleichzeitig klingt die Potenz dieser relativ neuen Forschungsrichtung für die Beantwortung geologischer und biologischer Fragestellungen bereits an. Ich werde in den folgenden einleitenden Abschnitten die für diese Arbeit wichtigen Ursachen von Fraktionierungsprozessen erläutern und auf die Anwendung von Isotopendaten insbesondere für die Beantwortung meiner Fragestellungen eingehen.

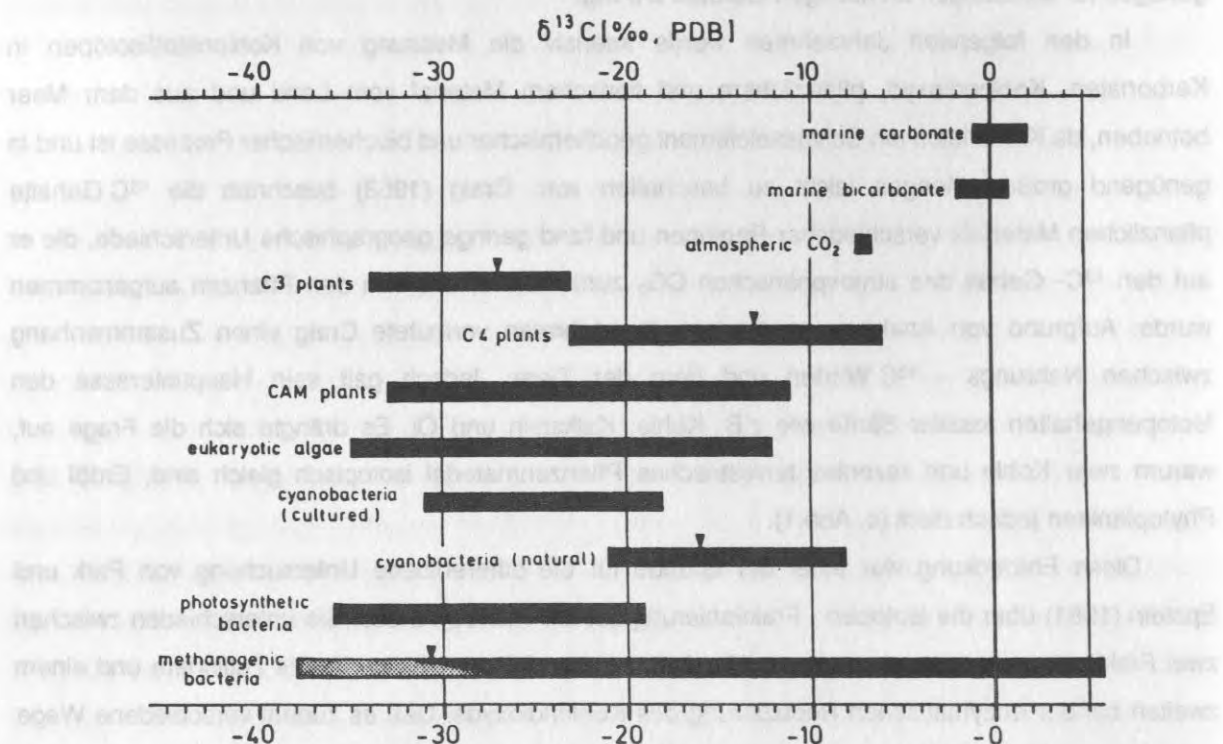


Abb.1 Bereich der δ¹³C Werte des gelösten Bikarbonats und partikulären Karbonats im Meer, des atmosphärischen CO₂ sowie einiger autotropher Organismengruppen. Mittelwerte des Bereiches sind durch Pfeile gekennzeichnet. Bemerkenswert ist der große Wertebereich eukaryotischer Algen, der die Bereiche der C3 und C4 Pflanzen umfaßt. (aus Schidlowski et al. 1983)

3.1. Theorie der Fraktionierung und die Messung stabiler Isotope

Stabile Isotope eines Elementes haben grundsätzlich den gleichen Aufbau der Elektronenschalen und dieselbe Kernladungszahl und Anzahl an Protonen, jedoch unterschiedliche Anzahlen an Neutronen. Da fast jedes Element eine Mischung von Isotopen darstellt, ergeben sich ungerade Atomgewichte. Bei chemischen Reaktionen verhalten sich leichte und schwere Isotope eines Elementes gleich. Unterschiede im chemisch/physikalischen Verhalten treten erst dann auf, wenn die untersuchten Reaktionen direkt von der Masse beeinflusst werden, z.B. bei der Diffusion (Urey 1947). Daß dabei eine Ungleichverteilung (Fraktionierung) von schweren und leichteren Isotopen bei Reaktionen stattfindet, wird auf Effekte zurückgeführt, die man u.a. in **kinetische Effekte** und **thermodynamische Effekte** einteilt (Galimov, 1985).

Kinetische Isotopeneffekte beruhen auf unterschiedlichen Reaktionsraten von gleichen Molekülen (z.B. CO_2 Moleküle), die verschieden viele schwere Isotope enthalten z.B. $^{13}\text{CO}_2$, $^{12}\text{CO}_2$, $^{13}\text{C}^{16}\text{O}^{18}\text{O}$. Leichtere Moleküle sind mobiler und die nötige Aktivierungsenergie für das Lösen einer Bindung mit einem schweren Isotop ist höher. Dies führt bei chemischen Reaktionen zu einer Anreicherung des schweren Moleküls im Ausgangssubstrat, während das Reaktionsprodukt isotopisch leichter wird. Beispiele hierfür sind die diffusive und auch die enzymgesteuerte CO_2 -Aufnahme. Bei einem Temperaturanstieg nimmt der kinetische Isotopeneffekt ab.

Der **thermodynamische Isotopeneffekt** tritt nur potentiell bei einer möglichen Neuverteilung der Isotope zwischen mehreren Molekülen auf, und auch nur zwischen Molekülen mit nur jeweils einem Isotop. Innerhalb der Spezies des Karbonatsystems findet z.B. eine thermodynamisch gesteuerte Verteilung der ^{13}C Isotope zugunsten des Bikarbonats statt ($\text{CO}_2(\text{gel}) = -7\text{‰}$; $\text{HCO}_3^- = 0\text{‰}$). Dieser thermodynamische Isotopeneffekt beruht auf unterschiedlichen Gehalten freier Energie. Isotopisch schwerere Moleküle besitzen weniger freie Energie als Moleküle ohne dieses Isotop und reagieren deshalb langsamer. Beispielsweise beträgt die kinetische Fraktionierung bei der C-Fixierung von Pflanzen 20 ‰, die thermodynamische jedoch nur 3 ‰ (O'Leary, 1981). Auch dieser Isotopeneffekt ist temperaturabhängig (Urey 1947, Craig 1953), so daß zwischen 0°C und 30°C der isotopische Unterschied zwischen gelöstem CO_2 und Bikarbonat von 9,2 auf 6,8 ‰ abnimmt (Deuser und Degens 1967, Mook et al. 1974). Für alle nachfolgenden Betrachtungen wird hauptsächlich von dem kinetischen Effekt die Rede sein.

Die durchschnittliche Häufigkeit des ^{13}C -Isotops an der gesamten Kohlenstoffmenge liegt bei 1,1 ‰, beim Stickstoff sind es 0,3663 ‰ ^{15}N -Isotope (Peterson und Fry, 1987). Da beide Isotope zu den leichten Elementen gehören, machen die kleinen Massenunterschiede eines zusätzlichen Neutrons im Kern relativ mehr aus als bei großen Atomen, die am Ende des Periodensystems stehen. Chemische und physikalische Prozesse hinterlassen meßbare Signale (Craig 1953), die jedoch aufgrund der geringen absoluten Mengen immer im Verhältnis zur Gesamtmasse und zu einem Standard gemessen werden. Probe und Standard müssen für die Messung in der Gasphase vorliegen. Als Meßinstrument ist ein Massenspektrometer (mass ratio spectrometer) mit mindestens zwei Auffängern (bei CO_2 z.B. für die Massen 44 und 45), in das die Gase eingelassen, dann ionisiert, beschleunigt, durch einen Magneten unterschiedlich abgelenkt und nach Massen getrennt werden. Die Auffänger registrieren die Menge der ankommenden Moleküle, und messen das verstärkte Signal.

Ein Meßzyklus besteht aus mindestens 8-10 Einzelmessungen beider Gase (Standard und Probe). Neben einem laborinternen Standard wurde ein Bezugsstandard festgelegt, damit die Vergleichbarkeit der Messungen verschiedener Labors gewährleistet ist. Für Kohlenstoff wurde das Karbonat einer Ablagerung von Gehäusen des Belemniten Belemnitella americana aus der PeeDee Formation in Süd Carolina (PDB) gewählt, dessen Bestand mittlerweile erschöpft ist (Craig 1953, Park und Epstein 1961). Er hat ein ^{13}C zu ^{12}C - Verhältnis von 0,011237. Bei den Stickstoffmessungen dient Luft als Standard, dessen weltweite Homogenität von Mariotti (1983) geprüft wurde. Die Luft muß von anderen Gasen wie H_2O und CO_2 , die bei der Messung mit der Masse vom Stickstoff interferieren, gereinigt werden. Daher empfiehlt es sich für Routinemessungen ein größeres Reservoir von Stickstoff z.B. eine Gasflasche zu benutzen. ^{14}N zu ^{15}N liegen im Verhältnis 0,0036765 vor (Peterson und Fry 1987). Beide Standards werden für Berechnungen gleich Null gesetzt.

Die Angabe der Isotopenwerte erfolgt in δ -Werten, die durch die Abweichung des Isotopenverhältnis von Probe und Standard definiert sind (Craig 1953, Berger und Vincent 1986):

$$\delta^{13}\text{C} = \frac{((^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{Probe}} - (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{Standard}})}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{Standard}}} \times 1000$$

$$\delta^{13}\text{C} = \left(\frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{Probe}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{Standard}}} - 1 \right) \times 1000$$

Für Stickstoff gilt die entsprechende Gleichung. Negative δ -Werte zeigen eine Abreicherung des schweren Isotopes gegenüber dem Standard an, positive Werte eine Anreicherung in der Probe dem Standard gegenüber.

Fraktionierung ist die Ungleichverteilung von Isotopen zwischen einem Substrat und dem Reaktionsprodukt (Owens 1987). **Fraktionierungsfaktoren** (α) sind berechenbare Werte, die ein Maß für die Verteilung der Isotope zwischen Substrat S und Reaktionsprodukt P angeben, und bei unendlich großem S definiert werden als:

$$\alpha = \frac{\delta_{\text{S}} - \delta_{\text{P}}}{1 + \delta_{\text{S}}}$$

(O'Leary, 1980, 1981, Mariotti et al. 1981)).

Häufig wird jedoch der **Anreicherungsfaktor** ϵ verwendet:

$$\epsilon = \alpha - 1 \times 1000$$

Er entspricht annähernd der Differenz zwischen den Isotopenwerten von Substrat und Produkt:

$$\epsilon_{(\text{S-P})} = \delta_{\text{S}} - \delta_{\text{P}}$$

(Fritz und Fontes 1980, Mariotti et al. 1981).

Anwendung finden Fraktionierungsfaktoren bei der Charakterisierung von Aufnahme Prozessen. Um sie berechnen zu können, greift man auf ein einfaches Modell aus der Chemie zurück, das die

Destillation zweier Substanzen mit unterschiedlichen Siedepunkten beschreibt (Rayleigh-Destillation). Jedoch gelten für dieses Modell folgende Bedingungen:

- a) es muß sich um ein geschlossenes System handeln.
- b) es wird von einer konstanten Fraktionierung während der gesamten Umwandlung des Substrates in das Produkt ausgegangen.
- c) es muß sich um eine "single step irreversible reaction" handeln.
- d) es muß bekannt sein, ob das Reaktionsprodukt akkumuliert ("accumulated product") oder aus dem System entfernt wird, so daß im zweiten Fall nur das gerade gebildete Produkt ("instantaneous product") vorhanden ist. (Fritz und Fontes 1980, Mariotti et al.1981).

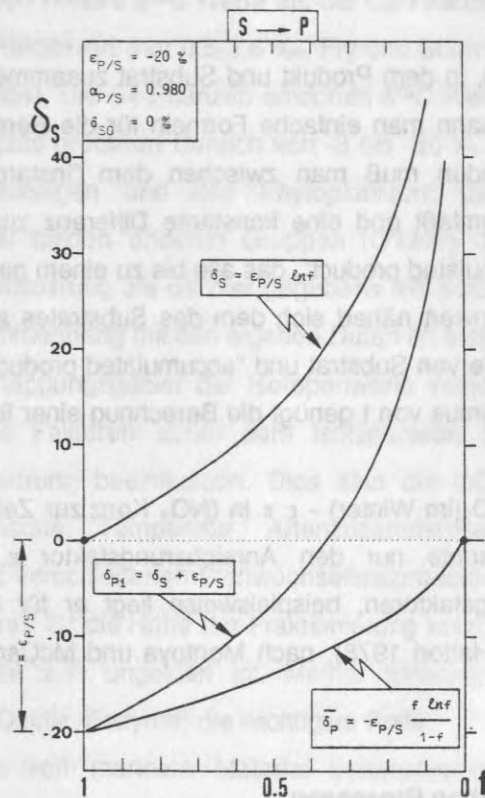


Abb.2 Theoretische Änderung in den Isotopenwerten eines Substrats und Produkts unter der Annahme einer Einschrittreaktion ("single step irreversible reaction"). Der Anreicherungsfaktor ϵ wurde hier mit 20 angenommen, δ_s ist der Isotopenwert des Substrats, δ_{pi} ist das "instantaneous product", δ_p ist das "accumulated product". (aus Mariotti et al.1981)

Als biologisches Beispiel soll die Fraktionierung zwischen $^{14}\text{NO}_3$ und $^{15}\text{NO}_3$ bei der Nitrataufnahme dienen. Phytoplankton ist typischerweise isotopisch leichter als die Nitratquelle, da es das schwerere Nitratmolekül diskriminiert (Wada 1980). Ein Prozess dieser Art verläuft zu der angesprochenen Rayleigh Destillation analog, weshalb die Rayleigh Gleichung auf diesen Prozess angewendet werden kann.

$$f(\alpha-1) = \frac{R_s}{R_{s0}}$$

f ist die übriggebliebene Substratfraktion (S/S_0), wobei S die Substratkonzentration ist

α ist der Fraktionierungsfaktor.

R_S und R_{S_0} sind die Isotopenverhältnisse zum Zeitpunkt t und 0

Zur Anwendung auf natürliche Systeme haben Mariotti et al. (1981) eine Modifikation der Formel vorgenommen, die den Anreicherungsfaktor ϵ statt α beinhaltet und die in biologischen Prozessen relativ geringe Fraktionierung berücksichtigt.

$$\epsilon = \frac{\delta_S - \delta_{S_0}}{\ln f}$$

In einem geschlossenen System, in dem Produkt und Substrat zusammen die Ausgangsmenge des Substrates ergeben ($P+S=S_0$), kann man einfache Formeln für die Berechnung der ^{15}N Werte des Produktes angeben. Unterscheiden muß man zwischen dem "instantaneous product", das die momentan gebildeten Partikel umfaßt und eine konstante Differenz zum Substrat aufweist (diese Differenz = ϵ), und einem "accumulated product", das alle bis zu einem gewissen Zeitpunkt gebildeten Partikel beinhaltet. Sein Isotopenwert nähert sich dem des Substrates an (Abb.2). Ist das Substrat aufgebraucht, sind die $\delta^{15}\text{N}$ Werte von Substrat und "accumulated product" gleich. Wählt man für die x-Achse den natürlichen Logarithmus von f genügt die Berechnung einer linearen Regression, von der die Steigung ϵ ist. Zum Beispiel:

$\delta^{15}\text{NO}_3(\text{zum Zeitpunkt } t) = \delta^{15}\text{NO}_3(\text{im Winter}) - \epsilon \times \ln(\text{NO}_3 \text{ Konz.zur Zeit } t / \text{NO}_3 \text{ Konz. im Winter})$.

Diese Formel hat als unbekannte nur den Anreicherungsfaktor ϵ . Es gibt Reaktionen mit charakteristischen Fraktionierungsfaktoren, beispielsweise liegt er für die Assimilation von Nitrat maximal bei 1,016 (Wada und Hattori 1978), nach Montoya und McCarthy (eingereicht) bei 1,002-1,006.

3.2. Stabile Isotope in biologischen Prozessen

Assimilation

Erste Datensätze stabiler Isotope wurden an verschiedenen Materialien z.B. Kalkstein, Kohlendioxyd in der Atmosphäre oder im Ozean, an pflanzlichem Material verschiedener Herkunft oder auch an Öl und Kohle bestimmt (Craig 1953). Man erkannte, daß Pflanzen deutlich weniger ^{13}C enthielten als ihre Kohlenstoffquellen (Wickmann 1952, Park und Epstein 1961). Ursache mußte eine bevorzugte ^{12}C -Aufnahme während der Photosynthese sein (Craig 1953, Abelson und Hoering 1961, Park und Epstein 1961).

Die Fraktionierung bei der Kohlenstofffixierung erfolgt in zwei Stufen a) bei der Diffusion von CO_2 durch die Zellwand und b) bei der enzymatisch gesteuerten Bindung. Dabei beträgt der diffusive Fraktionierungsschritt ca. 7 ‰, der enzymatische 41 ‰ (Fry und Sherr 1984). Drei Pflanzentypen werden nach ihrer Art der Kohlenstofffixierung unterschieden: C3-, C4- und CAM-Pflanzen.

C3-Pflanzen fixieren je ein CO_2 Molekül mit Hilfe des Enzyms Carboxydismutase an ein Ribulose-1,5-Biphosphat-Molekül, woraus dann 2 C3-Körper und nachfolgend verschiedene Zucker

gebildet werden (Calvin Zyklus). Bei **C4-Pflanzen** katalysiert das Enzym Phosphoenol-Pyruvat-Carboxylase die CO_2 -Bindung an die Phosphoenolbrenztraubensäure, die in Oxalessigsäure und anschließend in Apfelsäure überführt wird (Hatch-Slack-Zyklus). Die **CAM-Pflanzen** betreiben beide Arten der CO_2 -Aufnahme, tagsüber die C3-typische und bei Dunkelheit die C4-typische Fixierung. Sie haben dadurch den Vorteil, daß sie nachts Kohlendioxyd durch die geöffneten Stomata ohne großen Flüssigkeitsverlust einlassen und fixieren können, der endgültige Einbau jedoch erst mit Hilfe des Tageslichtes erfolgen kann. Dann nämlich wird die organische Säure in die Chloroplasten transportiert und im Calvin-Zyklus zu C6-Körpern umgebaut.

Diese unterschiedlichen Fixierungswege haben unterschiedlich hohe Fraktionierungen zur Folge. Die C4-Pflanzen haben höhere $\delta^{13}\text{C}$ Werte als die C3-Pflanzen, da die Phosphoenol-Pyruvat-Carboxylase weniger stark fraktioniert (nur 0.5-3,6 ‰, Fry und Sherr 1984) als die Carboxydismutase (23-41 ‰, Fry und Sherr 1984). Die C4 Pflanzen erreichen $\delta^{13}\text{C}$ Werte zwischen -10 und -14 ‰, C3-Pflanzen decken einen weitaus größeren Bereich von -8 bis -30 ‰ ab (cf. Fry und Sherr 1984). Zu ihnen gehören auch Makroalgen und das Phytoplankton. CAM-Pflanzen haben Werte im Überschneidungsbereich der beiden anderen Gruppen (O'Leary 1981, Abb.2). Eine detailliertere Beschreibung der Kohlenstofffixierung als die hier gegebene mit Schwerpunkt auf den C3 und der C4 Metabolismus folgt im Zusammenhang mit den eigenen Daten im ersten Kapitel der Diskussion (7.1.).

Das erwähnte Überlappungsgebiet der Isotopenwerte verschiedener Pflanzengruppen, läßt erahnen, daß noch andere Faktoren außer dem Isotopenwert der Kohlenstoffquelle und dem Enzymbesteck die Fraktionierung beeinflussen. Dies sind die CO_2 Verfügbarkeit, Zelldichte des Phytoplanktons, Wachstumsrate, Temperatur, Artenzusammensetzung, Sauerstoffkonzentration, Turbulenz und der Anteil der verschiedenen Stoffwechselendprodukte (Metabolite). Eine Hierarchie in der Bedeutung dieser Faktoren für die Höhe der Fraktionierung aufzustellen ist sehr schwierig, da die Wirkungsweise der Faktoren z.T. ungeklärt ist. Meiner Einschätzung nach spielen die bereits besprochenen Einflüsse (C-Quelle, Enzyme) die wichtigste Rolle.

Terrestrisches kann von marinem Material unterschieden werden, weil das CO_2 der Atmosphäre und der gelöste anorganische Kohlenstoff (hauptsächlich Bikarbonat) im Meer um ca. 7 ‰ differieren (Craig 1953, Deuser und Degens 1967, Deuser et al. 1968). Im Meer gibt es jedoch mehrere Spezifikationen des gelösten Kohlenstoffes, die sich in ihren Isotopenwerten unterscheiden. Gelöstes CO_2 stellt unter marinen Bedingungen einen sehr kleinen Anteil von ca. 1 % am Gesamtkarbonat dar und steht mit der Atmosphäre (**auch isotopisch**) im Gleichgewicht, während Bikarbonat fast den gesamten Rest von 2,2 mol pro m^3 im Atlantik stellt. Gelöstes CO_2 hat einen Wert von -7 ‰, HCO_3^- von 0 ‰ (Degens et al. 1968a). Phytoplankton nimmt nachgewiesenermaßen CO_2 auf und kein Bikarbonat - nicht zuletzt mit Hilfe der stabilen Isotopen konnte dies gezeigt werden (Degens et al. 1968a). Aufgrund dieser Tatsachen stellt sich die Frage, wie der isotopische Unterschied zwischen terrestrischem und marinen Material (s. Abb.1) zustandekommen kann, wenn das im Meerwasser gelöste und in der Atmosphäre vorkommende CO_2 isotopisch gleich sind?

Bei hohem Kohlendioxyd Verbrauch im marinen Milieu durch die Photosynthese wird gelöstes CO_2 aus dem Bikarbonatpool nachgeliefert. Die Einstellung des **chemischen** Gleichgewichtes ($\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{H}_2\text{CO}_3 \rightleftharpoons \text{H}^+ + \text{HCO}_3^-$) erfolgt schneller als die des **isotopischen** Gleichgewichtes

(Deuser et al. 1968). Bei schnellem Wachstum wäre der ursprünglich vorhandene CO_2 Pool irgendwann erschöpft, wenn sich nicht ständig das chemische Gleichgewicht einstellen würde. So gelangt isotopisch schwereres CO_2 vom Bikarbonat in das gelöste CO_2 und wird von den Zellen assimiliert.

Hinzu kommt eine Temperaturabhängigkeit dieser Reaktion. Deuser und Degens (1967) zeigten experimentell, daß die Differenz des ^{13}C -Gehaltes zwischen Karbonat und Bikarbonat bei 0°C höher ist (9,2 ‰) als bei 30°C (6,8 ‰), d.h. gelöstes CO_2 in der Antarktis ist isotopisch leichter als in wärmeren Meeresgebieten. Dieser Nachweis erklärt die unterschiedlichen Isotopengehalte des Phytoplanktons bei verschiedenen Temperaturen. Sie wurde lange der Funktionsweise der Enzyme zugeschrieben, die bei höheren Temperaturen weniger stark fraktionieren sollten. Außerdem hatte man in hohen Breiten deutlich leichtere Isotopenwerte gefunden verglichen mit den Tropen (Eadie und Jeffrey 1973, Rau et al. 1982). Degens et al. (1968a) zeigte in seinen Experimenten, in denen sie CO_2 -Zufuhr, Turbulenz und Temperatur änderte, daß bei großen Mengen von gelösten CO_2 (5%) die höchste Fraktionierung stattfand und kein Einfluß von Temperatur und Turbulenz mehr zu beobachten waren. Ein Einfluß auf die Isotopengehalte aufgrund geänderter Enzymaktivität wird bestritten. Da die Löslichkeit von Kohlendioxyd bei steigender Temperatur abnimmt und gleichzeitig die ^{13}C Werte ansteigen, müssen Organismen in warmen Gewässern höhere ^{13}C Gehalte haben als die aus kälteren Regionen. Der Temperatureffekt ist also eine Kombination aus Verfügbarkeit, d.h. der Menge CO_2 im Wasser und des isotopischen Gleichgewichtes zwischen Karbonat und Bikarbonat. Limnisches Phytoplankton muß daher isotopisch am leichtesten sein, da im Süßwasser der Anteil des gelösten CO_2 höher als im marinen Milieu ist (Degens 1969, Degens et al. 1968a).

Der pH Einfluß wirkt sich hauptsächlich über das Karbonatsystem auf die Fraktionierung aus. Bei abnehmendem pH steigt die Fraktionierung (Degens et al. 1968a). Eine Lichtabhängigkeit wurde bisher nur für Makroalgen nachgewiesen (Wefer und Killingley 1986, Fischer 1989). Sie werden bei steigendem Lichtangebot und ansteigender Photosyntheserate isotopisch schwerer. Pardue et al. (1976) vermuten aufgrund ihrer Experimente einen Einfluß der Sauerstoffkonzentration auf die Fraktionierung, da bei Sättigungswerten über 100% das C-fixierende Enzym gehemmt wird.

Abschließend sollen kurz der Einfluß verschiedener Metabolite auf den Isotopenwert der gesamten Pflanze angesprochen werden. 1961 bemerkten Park und Epstein, daß die Lipidfraktion (Chloroform - Methanol Extrakt) gegenüber der gesamten Pflanze um mehrere ‰ leichter ist. Und Abelson und Hoering (1961) fanden für verschiedene Aminosäuren unterschiedliche Isotopenwerte über einen Bereich von 17 ‰, obwohl der gesamte Aminosäureanteil der Pflanze isotopisch gleich war. Degens et al. (1968b, 1969) diskutierte alle bis dahin veröffentlichten Daten über Isotopenwerte von Metaboliten und kam u.a. zu dem Schluß, daß nur die Größe der Lipidfraktion einen Einfluß auf den δ - Wert der gesamten Pflanze / Phytoplanktonzelle hat. Die große Variation innerhalb der Zucker und Aminosäuren hat jedoch eher für die Diagenese eine große Bedeutung als für den Isotopengehalt der Pflanze.

Stickstoffisotope werden bei der Aufnahme der anorganischen Nährsalze auch fraktioniert, jedoch nicht so stark wie das CO_2 . Die Fraktionierung erfolgt wahrscheinlich bei der aktiven Aufnahme des Nährsalzmoleküls in die Zelle und, im Falle von Nitrat, auch bei der Reduktion.

Luftstickstofffixierende Pflanzen fraktionieren weniger als Nitratassimilierende (Miyake und Wada 1967). Anreicherungen in den Organismen in der Nahrungskette wurden schon in den ersten meeresbiologischen Isotopenarbeiten beschrieben (Miyake und Wada 1967, Wada 1980) und bilden sich beispielsweise auch im Chitin von Arthropoden entsprechend ihrer Stellung im Nahrungsnetz ab (Schimmelmann und DeNiro 1986). Die Fraktionierungen beim N-Stoffwechsel sind deutlicher als beim Kohlenstoff und daher besser geeignet, um die Position eines Organismus im Nahrungsnetz zu beschreiben. Sie betragen im Mittel 3,5 ‰.

Dissimilation

Beim Abbau müßte nach dem Gesagten aus gleichen Gründen wie beim Aufbau eine Fraktionierung durch die beteiligten Enzymreaktionen stattfinden und das zurückgelassene Material isotopisch schwerer werden. Beim Kohlenstoff scheint das nicht zu geschehen. Abgebautes marines organisches Material ist isotopisch leichter als die Ausgangssubstanz (Degens et al. 1968a, Park und Epstein 1961). Häufig wird auf die selektive Konservierung bestimmter Komponenten beim Abbau besonders in Sedimenten hingewiesen, die die isotopische Signatur einzelner Verbindungen hervorheben würde (Degens et al. 1968b, Hatcher et al. 1983, Spiker und Hatcher 1984). Hayes et al. (1989, 1990) meinen demgegenüber, daß in dem langlebigen Bestandteil des Chlorophylls, den Porphyrinringen in marinen Sedimenten, sich das primäre Isotopensignal der Wassersäule eher abbildet als im gesamten organischen Kohlenstoff des Sedimentes. Der gesamte Kohlenstoff im Sediment enthält zu einem unbekannten Teil stark modifiziertes Material aus sekundärer und tertiärer Produktion, so daß die Isotopenwerte des ursprünglichen Primärprodukts nicht rekonstruiert werden können.

Stickstoffhaltige Komponenten im Organismus sind weit weniger heterogen als die kohlenstoffhaltigen und trotzdem scheinen Abbauprozesse weniger gut untersucht zu sein. Einmütig bewerten Wissenschaftler jedoch die Zunahme von $\delta^{15}\text{N}$ Werten, z.B. an der Basis der euphotischen Zone, als Abbauphänomen (Saino und Hattori 1980, 1987, Altabet 1988). Miyake und Wada (1967) stellten die Fraktionierung beim Abbau anhand des Raleigh Destillationsmodells dar, und postulierten daraufhin eine Zunahme der $\delta^{15}\text{N}$ Werte in abgebautem Material.

Für Denitrifikations- und Nitrifikationsprozesse gilt das Modell ebenso und wurde theoretisch (Focht 1973), durch in situ Messungen, z.B. in der O_2 Minimum Zone des Pazifiks, (Mariotti et al. 1984, Liu und Kaplan 1989) und durch experimentelle Untersuchungen (Mariotti et al. 1982) belegt. Jedoch nimmt die Fraktionierung mit zunehmender Denitrifizierungsrate ab (Mariotti et al. 1982).

Für die Zukunft ist es sicherlich interessant, Abbauprozesse isotopisch genauer zu verfolgen, da sie meiner Meinung nach nicht hinreichend geklärt sind.

4. HYDROGRAPHIE DES UNTERSUCHUNGSGEBIETES

Nach einem kurzen Überblick über die wichtigsten Strömungen im nördlichen Polarmeer (Abb.3) werden die Schichtungsverhältnisse in den Untersuchungsgebieten dargestellt.

Das Europäische Nordmeer erstreckt sich von ca. 60° bis 80° nördlicher Breite, und wird zusammen mit den sich im Norden anschließenden Eurasischen und Kanadischen Becken als die "Arctic Mediterranean Seas" zusammengefaßt. Ein- und Ausfluß erfolgen über die nördlichen und südlichen Schwellen des Nordatlantiks und sind erwartungsgemäß in ihrer Größenordnung ausgeglichen. Der Einstrom besteht aus Atlantikwasser, das durch den Faerör-Shetland Kanal und die Dänemarkstraße fließt, der Ausstrom erfolgt durch die Dänemarkstraße und über die Island-Schottland Schwelle, die nur 600-800 m flach ist (Aagard et al. 1985). Durch die ausfließende Wassermenge stehen ca. 46 % der Arctic Mediterranean Seas im Austausch mit den Weltozeanen. Gleichzeitig ist dieser Strom für die Tiefenwasserzirkulation der Ozeane von großer Bedeutung. Die Bedeutung des Meeresgebietes liegt außerdem in der Bildung spezifisch schweren Winterwassers, durch das u.a. Karbonate in große Wassertiefen verfrachtet und der Wechselwirkung mit der Atmosphäre entzogen werden (Swift und Aagaard 1981).

Maßgeblich wird das Strömungsmuster von der Bodentopographie und durch die Küstenlinien Norwegens und Grönlands bestimmt. Deutlich wird dies am Verlauf des Norwegischen Küstenstromes und des Ostgrönlandstromes (Johannessen 1986, Clarke et al. 1990). Der Antrieb der Wassermassen, ist jedoch nicht eindeutig geklärt (Johannessen 1986). Das Nordmeer wird nach unterschiedlichen Gesichtspunkten eingeteilt. Einmal wird als Kriterium der dominierende Wassermasseneinfluß herangezogen, wobei die Gebiete im Osten durch die Arktisfront und im Westen durch die Polarfront voneinander getrennt sind (Swift und Aagaard 1981). Eine Einteilung erfolgt danach in: Polar domain, Arctic domain, Atlantic domain.

Andererseits werden die ozeanographischen Regionen nach den wichtigsten prägenden Strömungen innerhalb des Gebietes zusammengefaßt. Daraus ergeben sich die Bezeichnungen, die auch in dieser Arbeit benutzt werden:

- Norwegische See
- Grönländische See
- Isländische See
- Barents See

Die **Norwegische See** ist durch den Einstrom atlantischen Wassers im Süden gekennzeichnet, der Salzgehalte $< 35 \times 10^{-3}$ aufweist und damit das salzreichste Wasser im Nordmeer darstellt. Zudem ist das Atlantikwasser relativ warm, so daß eine Eisbildung an der norwegischen Küste ganzjährig verhindert wird. Direkt an der Küste entlang nach Norden bewegt sich der Norwegische Küstenstrom, der durch den Ausstrom aus der Ostsee, Flüsse und Schmelzwasser gespeist wird (Johannessen 1986). Sein Einfluß mit geringen Salzgehalten, kann bis auf das Vöringplateau hinaus wirken. Küstenferner fließt der Atlantikstrom nordwärts, wobei er viele kleine Eddiestrukturen mit 50 - 100 km Durchmesser abspaltet. Die Existenz eines zyklonischen Wirbels, der klar die Norwegische See umgrenzt wird daher bezweifelt (Johannessen 1986). Ein Arm des Norwegischen Atlantikstromes fließt in die Barents See, der andere Arm bewegt sich weiter entlang des Schelfes nach Norden. Dort

vermischt er sich mit arktischem Oberflächenwasser, sinkt ab und fließt als Atlantisches Zwischenwasser in 150 - 800 m Tiefe in den arktischen Ozean bzw. die Grönländische, Isländische und Norwegische See zurück.

Die **Grönländische See** besteht aus einem zyklonischen Wirbel, dessen Wassermassen durch den grönländischen Schelf im Westen, die Jan Mayen Fracture Zone im Süden und den Mohns Ridge im Osten geleitet werden (Swift und Aagaard 1981). Der nach Osten abbiegende Arm des Wirbels wird als Jan Mayen (JM) Strom bezeichnet. Polares salzarmes und kaltes Wasser fließt durch die Framstraße ins Nordmeer von Norden ein und prägt als Ostgrönlandstrom die oberen 150 m der Arctic domain. Die Grönlandsee wird als Quelle der Tiefenwasserbildung durch tiefe Konvektion angenommen. Die vermutlich in Form von "chimnies" absinkenden Wassermassen bilden den salzärmsten und kältesten Tiefenwasserkörper der Arktischen Meere (Aagaard et al. 1985).

Auch die **Isländische See** ist bodentopographisch begrenzt und besteht aus einem zyklonischen Wirbel. Im Süden ist die See von einer Abzweigung des Ostgrönlandstromes, dem Islandstrom, begrenzt.

Tab.1: Schichtungsverhältnisse in den Untersuchungsgebieten. Name SSF = Name der Verankerung in dem Gebiet.

Gebiet	Name SSF	Wassermasse	Tiefe	Temp/Salz
Vöring- plateau	(VP)	zeitweiser Einfluß des Küstenstromes		
		Atlantikwasser	0-ca.1000 m	>35,1-35,3‰ 8-3°C
		Norw.Tiefenw.	unter1000 m	34,9-34,94‰ <-0,4°C
Lofoten- becken	(NB)	Atlantikwasser	0-ca.500 m	>34,9‰,>3°C
		Zwischenwasser	500-1000 m	
		Norw.Tiefw.	unter 1000 m	34,9-34,94‰ <-0,4°C
Jan Mayen (JM) Strom		polares Wasser	0-150 m	<34,4‰, <0 °C im Sommer 3-5°C
		arkt.Zwischenw.	150-400 m	<34,7-34,9‰, 0-3°C
		Grönl.Tiefw.	unter 400 m	34,88-34,9‰ <0°C

5. MATERIAL UND METHODEN

5.1. in situ Untersuchungen

Die untersuchten Proben stammen aus dem Nördlichen Nordatlantik von insgesamt 3 Expeditionen (12 Stationen) und Jahresverankerungen von 3 Stationen (Abb.3). Die Schiffsreisen fanden zu verschiedenen Jahreszeiten statt

- | | |
|--|--|
| 1.) Meteorreise M7/4 16. August - 5. September 1988: | 2 Stat. auf dem VP (493,534) |
| | 1 Stat. im LB (536) |
| | 1 Stat. im JM Strom (537) |
| 2.) Meteorreise M10/3 15. Juni - 12. Juli 1989: | 5 Stat. im JM Strom (630,647,658, 663,690) |
| | 1 Stat. im LB (640) |
| 3.) Valdiviareise 13. November - 2. Dezember 1989: | 1 Stat. im JM Strom |
| | 1 Stat. im LB |

An allen Stationen wurde folgendes Routineprogramm durchgeführt:

- Bestimmung der Lichttiefen mit der Secchischeibe, während M10 auch mit Lichtsonde.
- CTD-Profil, dabei Wassersäulenbeprobung aus 6-12 Tiefen, die in der euphotischen Zone den Lichttiefen (60;30;10;5;1;0,1%) entsprachen, darunter immer aus denselben Tiefenstufen (100, 500, 1000, 1500, 2000, 2500, 3000 m).
- Zooplanktonfänge mit einem Multinetz, aus 5 Tiefenintervallen, 200 µm Maschenweite und 1/4 m² Öffnung, (Fa. Hydrobios) .

Für die Primärproduktions-, Nährsalz- und Sauerstoffmessungen wurden Proben direkt aus den Schöpfnern an Deck entnommen, das restliche Wasser wurde für alle weiteren Analysen in Kanister gefüllt und vor dem Abfüllen zur Filtration sanft geschüttelt, um eine homogene Verteilung der Partikel in den Aliquoten zu gewährleisten. Die Bestimmung der Primärproduktion erfolgte in situ nach Steemann-Nielsen (1952), Nährsalze (Nitrat, Nitrit, Ammoniak, Phosphat und Silikat) und Sauerstoff wurden nach Grasshoff (1976) analysiert. Die Partikelparameter (Chlorophyll, Seston, partikuläres Phosphat, Kohlenstoff, Stickstoff, Karbonat und stabile C- und N-Isotope) wurden auf Whatman GF/F Filter filtriert. Für partikuläres Silikat wurden Celluloseacetatfilter (0,8 µm) verwendet. Auf das Spülen mit destilliertem Wasser wurde mit Ausnahme für die Trockengewichtsbestimmung verzichtet. Alle Proben wurden auf Filterplatten bei -20°C gelagert. Die Chlorophyll *a* Bestimmung erfolgte nach Jeffrey und Humphrey (1978), die Messung wurde in einem Turner Design Fluorometer durchgeführt. Das Trockengewicht und Karbonat wurde gravimetrisch bestimmt, wobei das Karbonat durch HCl-Dämpfe (48 Stunden lang) und anschließendes Spülen mit deionisiertem Wasser entfernt wurde. Die Differenz im Gewicht vor und nach dem Ansäuern entspricht dem Karbonatgehalt der Probe. Die Kohlenstoff/Stickstoff Messungen wurden in einem "CHN-rapid-Analyzer" der Fa. Heraeus durchgeführt. Partikuläres Silikat wurde nach Eggemann et al. (1980), partikuläres Phosphat nach Grasshoff (1976) bestimmt. Alle Methoden zur Partikelmessung sind ausführlich in Bodungen et al. (im Druck 1991a) beschrieben. Für die Isotopenmessung im gelösten Nitrat wurde ein Liter GF/F-Filtrat aufgefangen und mit 5ml konzentrierter Schwefelsäure fixiert. Die Durchführung der Probennahme und Analysen erfolgte im Rahmen des Projektes von mehreren Personen:

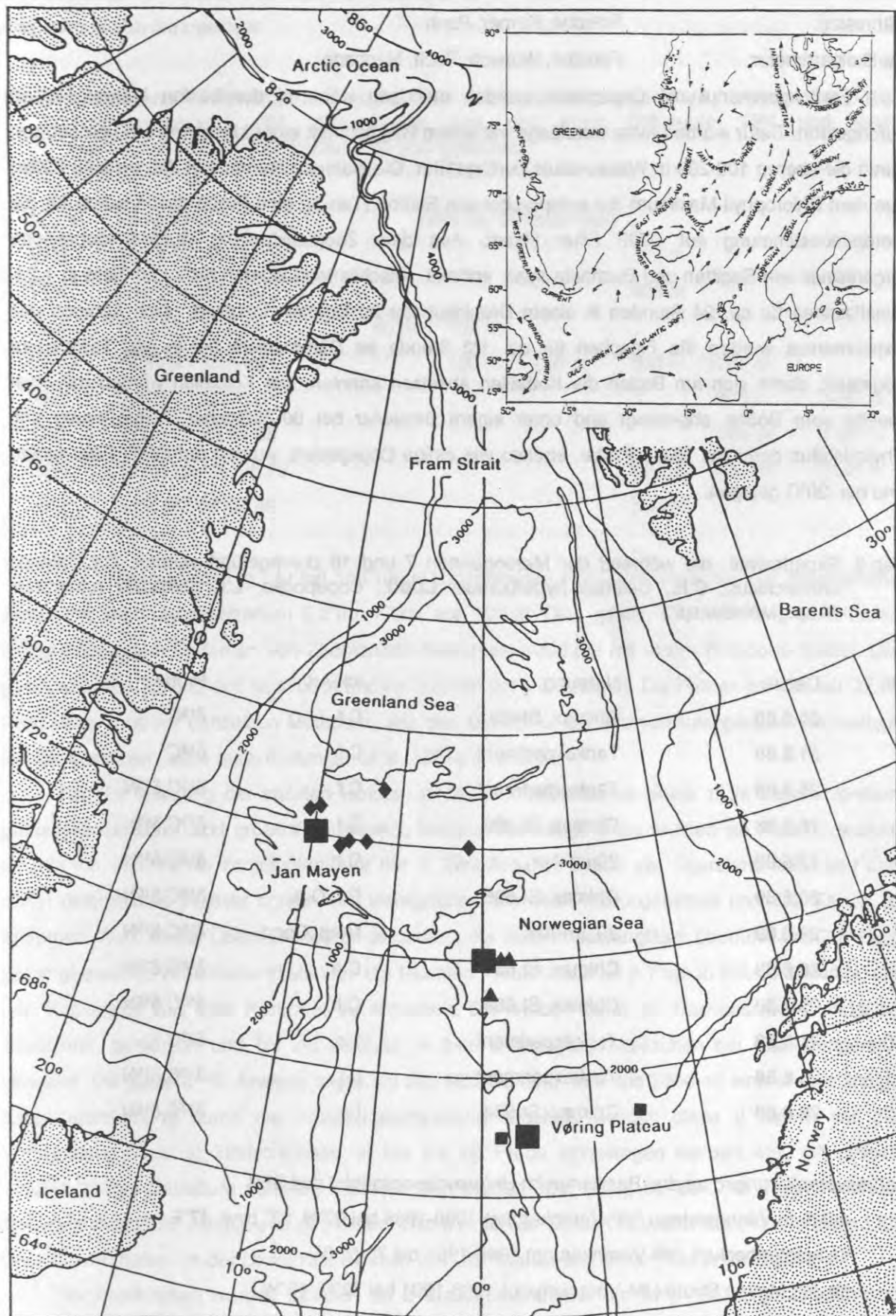


Abb.3 Karte des Untersuchungsgebietes im Nördlichen Nordatlantik. Die Sinkstoffallen (SSF) sind durch ■ gekennzeichnet. Positionen der Verankerungen (VP - 67°N, 37°E; LB - 70°N, 0°; JM - 72°N, 10°W). ■ Stationen auf dem VP, ▲ Stationen im Lofotenbecken, ◆ Stationen im JM Strom.

Primärproduktion: Bauerfeind, v.Bodungen
 Nährsalze: Fritsche, Körner, Puch
 Partikelparameter: Fritsche, Wunsch, Puch, Machado

Freßexperimente mit Copepoden wurden mehrfach während der beiden Meteor Reisen durchgeführt. Dafür wurden extra Netzfänge mit einem Ringnetz mit einer Maschenweite von 500 µm durch die oberen 100-200 m Wassersäule durchgeführt. Die Nahrung stammte in den meisten Fällen aus dem Chlorophyll-Maximum der entsprechenden Station (Tab.2), eine Probe davon wurde für die Isotopenbestimmung auf GF/F Filter filtriert. Aus dem Zooplanktonfang wurden räuberische Organismen wie Sagitten und Euchaeta spec. entfernt. Anschließend wurden bis zu 20 Tiere in 1,2 l-Glasflaschen für ca. 24 Stunden in einem Drehinkubator im Dunkeln inkubiert. Nach Abbruch des Experimentes wurden die Flaschen für ca. 1/2 Stunde im Dämmerlicht bei in situ Temperatur abgestellt, damit sich am Boden die Kotballen absetzen konnten. Die Kotballen wurden mit einer Pipette vom Boden abgesaugt und unter einem Binokular bei 60-250facher Vergrößerung von Phytodetritus gereinigt. Diese Probe, ebenso wie einige Copepoden, wurden auf GF/C Filter filtriert und bei -20°C gelagert.

Tab.2: Experimente, die während der Meteorfahrten 7 und 10 durchgeführt wurden. **C.f.**, Calanus finmarchicus; **C.h.**, Calanus hyperboreus; **Copd.**, Copepodite; **L.r.**, Limacina retroversa; **M.sp.**, Metridia sp.

Nr.	Datum	Nahrung	ink.Art	Proben
1	20.8.88	Chlmax. St.469	C.f.	$\delta^{13}\text{C}$
2	21.8.88	Tankexperiment	C.f.	$\delta^{13}\text{C}$
3	25.8.88	Tankexperiment	C.f.	$\delta^{13}\text{C}, \delta^{15}\text{N}$
4	26.8.88	Chlmax. St.490	C.f.	$\delta^{13}\text{C}, \delta^{15}\text{N}$
5	17.6.89	20µm-Anr.	C.h.	$\delta^{13}\text{C}, \delta^{15}\text{N}$
6	20.6.89	Chlmax. St.635	C.f., C.h.	$\delta^{13}\text{C}, \delta^{15}\text{N}$
7	23.6.89	20 µm-Anr.	M.sp., Copd.	$\delta^{13}\text{C}, \delta^{15}\text{N}$
8	28.6.89	Chlmax. St.651	C.h.	$\delta^{13}\text{C}, \delta^{15}\text{N}$
9	05.7.89	Chlmax. St.665	C.h.	$\delta^{13}\text{C}, \delta^{15}\text{N}$
10	21.8.88	Tankexperiment	L.r.	$\delta^{13}\text{C}$
11	25.8.88	Tankexperiment	L.r.	$\delta^{13}\text{C}, \delta^{15}\text{N}$
12	28.8.88	Chlmax. St.534	L.r.	$\delta^{13}\text{C}, \delta^{15}\text{N}$

Jahresverankerungen an drei Positionen im Untersuchungsgebiet des SFB

- auf dem Vöringplateau (VP-Verankerung) 1986-1988 bei 67°N, 37° bzw. 47°E
- im Lofotenbecken (NB-Verankerung) 1986-1991 bei 70°N, 0°
- im Jan Mayen Strom (JM-Verankerung) 1988-1991 bei 72°N, 10°W.

Neben diesen Langzeitverankerungen wurden kurzfristige Untersuchungen durchgeführt, wobei treibende Sinkstoffallen und Verankerungen mit hoher vertikaler Auflösung für einen Zeitraum von 2

Wochen eingesetzt wurden. Die Serien der Sinkstoffproben, die für diese Arbeit verwendet worden sind, sind in Tab.3 dargestellt:

Tab.3: Untersuchte Sinkstofffallen - Serien von Jahresverankerungen, **VP**, Vöörinplateau; **NB**, Norwegenbecken; **JM**, Jan Mayen und von einer Driftstudie **TR4** und einer Kurzzeitverankerung **VP4A** auf dem Vööringplateau.

Name	Fangzeitraum (insg.)	Tiefe der Sinkstofffallen				
VP3	18.02.87 - 20.10.87				500 m	
VP4	8.11.87 - 9.08.88				500 m	
TR4	19.8.88 - 29.8.88	50 m	100 m			
VP4A	14.8.88 - 30.8.88	100 m	250 m	500 m	1000 m	
NB2	2.07.86 - 29.06.87				800 m	3000 m
NB3	3.08.87 - 28.07.88				860 m	3000 m
NB4	16.08.88 - 22.06.89				500 m	1000 m 3000 m
JM2	5.09.88 - 27.06.89				500 m	

Die Proben wurden in situ mit 1ml/100ml konzentrierter HgCl_2 -Lösung fixiert, die Fallengefäße waren mit leicht aufgesalzenem 0,2 μm Filtrat aus 500 m Tiefe gefüllt. Die Aufteilung der Proben erfolgte nach dem Entfernen von Zooplankton-Schwimmern $>200 \mu\text{m}$ mit einem Rotations-Splitter. Die gesplitteten Proben wurden nachfixiert und im Dunkeln bei 4°C gelagert. Die Proben wurden auf GF/F-Filter filtriert und mit denselben Methoden, wie dies bereits für die Wassersäulenproben beschrieben wurde, analysiert (siehe auch Bodungen et al. 1991a im Druck).

Für die Messung der stabilen Isotope im Sinkstoffallenmaterial wurde nicht filtriert, sondern gefriergetrocknetes, nicht größenfraktioniertes Material bevorzugt. Dazu wurden die Proben zweimal 20 min mit 4000 U/min zentrifugiert. Vor der 2. Zentrifugation wurde der Überstand dekantiert und durch deionisiertes Wasser ersetzt, um wenigstens Teile des Fixierungsmittels und das Salzes zu entfernen. Auch dieser Überstand wurde dekantiert, der Rest in Bechergläser überführt und 2-6 Tage gefriergetrocknet. Anschließend standen die feuchten Proben noch für 2 Tage in Salzsäuredampf, um den Kohlenstoff aus dem Karbonat zu entfernen. Sie wurden dann im Trockenschrank endgültig getrocknet, gemörsert und bis zur Analyse in 5 ml Schnappdeckelgläschen bei Raumtemperatur verwahrt. Die spätere ^{13}C -Analyse ergab bei den NB2-Serien (1000 und 3000 m) eine unvollständige Karbonatentfernung durch die Salzsäurebehandlung. Deshalb wurden diese 2 Serien vor der Verbrennung direkt in Zinnschiffchen, in die 2-6 mg Probe eingewogen worden war, mit einigen Tropfen 1%iger Salzsäure versetzt. Diese Proben wurden über Nacht bei 60°C im Trockenschrank stehengelassen und danach erst gemessen. Diese Analysen wurden freundlicherweise am Institut für Geowissenschaften an der Universität Bremen von Dr.P. Müller und Dr.G. Fischer durchgeführt.

Sedimentproben wurden lediglich an 2 Stationen während der M10- Reise genommen und lagen an der NB - und JM - Position. Sedimentkerne vom Multicorer wurden dazu an Bord in 1 cm dicke Scheiben geschnitten (bis in 6 cm Tiefe), das Sediment tiefgefroren und später im Labor gefriergetrocknet. Die Karbonatentfernung geschah durch direkte Zugabe 1%iger Salzsäure, bis das

Schäumen in den Bechergläsern aufhörte. Auch diese Proben wurden im Trockenschrank bei 60°C getrocknet, homogenisiert und bei Raumtemperatur verwahrt.

5.2. Probenvorbereitung für die Messung der stabilen Isotope

Die Isotopenmessung erfolgte für ^{13}C im ^{14}C -Labor des Instituts für Physik bei Prof. Dr. Willkomm und Dr. Erlenkeuser. Dort wurde jedoch nur eine der ausgewerteten Probenreihen (VP3) an der Verbrennungsanlage verarbeitet (Beschreibung der Methode in Deprie 1983). Ansonsten wurde nach der Methode von Minagawa (1984) gearbeitet und sowohl die gesamte Probenvorbereitung (für ^{13}C und ^{15}N) als auch die ^{15}N -Messung bei Dr. M. Altabet am Woods Hole Oceanographic Institut in den USA durchgeführt. Diese Methode wird im Folgenden genauer beschrieben:

Alle zu verwendenden Reagenzien (Cu, CuO, Ag, Quarzwolle) werden vor der Verwendung bei 800°C geglüht, ebenso die Quarzröhren (ca. 15 cm Länge und 1 cm Durchmesser), in denen die Verbrennung erfolgt. Um die Bildung von reinem N_2 bzw. CO_2 aus dem organischen Material zu gewährleisten, werden zu der eingewogenen Probe (Mindestgehalt 2 $\mu\text{mol N}$ bzw. 10 $\mu\text{mol C}$) in die Quarzröhren Kupferoxyd und metallisches Kupfer zugegeben, außerdem wird ein ca. 1 cm^2 großes Stück Silber hinzugefügt, das Halogene binden soll. Quarzwolle trennt in dem Röhrchen alle Reagenzien voneinander. Die Röhren werden unter Vakuum zugeschweißt. Die anschließende Verbrennung der Probe erfolgt bei 800°C für 60 Minuten. Nach der Verbrennung müssen die Proben über Nacht im Muffelofen langsam abkühlen. Standards werden aus einer Peptonlösung (Peptongranulat, Sigma-Chemie, gelöst in deionisiertem Wasser) hergestellt, die in Konzentrationen von 8 bis 1 μmol auf Quarzfilter gegeben und dann getrocknet werden. Diese Standardfilter, deren Isotopengehalt im Bereich typischer mariner POC und PON Werte liegt, werden genauso verarbeitet wie die übrigen Proben. Auch Reagenzienblindwerte werden in dieser Art hergestellt, wobei statt der Probe lediglich ein geglühter Quarzfilter hinzugefügt wird. Die mit jeder Probenserie hergestellten Blindwerte lagen sehr niedrig und konnten zur Korrektur vernachlässigt werden.

Die Vorbereitung der ^{15}N -Nitrat Proben wurde nach einer in Dr. J. McCarthys Labor entwickelten Methode durchgeführt (s. auch Velinsky et al. 1989). Eine bestimmte Menge der fixierten Seewasserprobe, die mindestens 2 $\mu\text{mol NO}_3$ enthalten muß, wird in einen Rundkolben gegeben und mit 40%iger NaOH auf einen pH-Wert von 12 gebracht. Falls eine Ammoniak- ^{15}N Messung erfolgen soll, muß sofort die Destillation begonnen werden. Der Rundkolben wird in einer Pilzheizhaube erwärmt, die mit einer Destillierbrücke und einem Kühler verbunden ist. Bei der Destillation von Seewasser ist unbedingt die Zugabe von Siedesteinen zu empfehlen. Das Destillat wird in einem Erlenmeyerkolben mit 10 ml 0.0024n HCl aufgefangen, damit sich das NH_3 sofort als NH_4^+ lösen kann. Nachdem mindestens 200 ml aufgefangen worden sind, wird die NH_4 Destillation beendet. Das Destillat wird ausgelitert und kann dann für Ammonium analysiert werden. In den hier untersuchten Proben wurden nur $^{15}\text{N-NO}_3$ gemessen, da die Ammonium Konzentrationen zu gering waren. Die 2. Destillation erfolgt nach dem Abkühlen der Rundkolben. In diese wird 0.7 mg Devarda's Alloy gegeben. Dieses Reagenz ist eine Mischung aus Metallen (Al 45%, Cu 50%, Zn 5%), die sehr fein gemahlen und bei 450°C für 3 Stunden geglüht wurden. Diese Legierung reduziert das Nitrat der Probe zu Ammonium, das bei diesem zweiten Destilliervorgang ebenfalls in verdünnter Säure

aufgefangen wird. Das Destillat wird ausgelitert, eine Unterprobe für die Konzentrationsbestimmung abgenommen und in den verbleibenden Rest 2 Spatel Ionensieb gegeben. Es handelt sich dabei um ein fein gemörstertes Mineral (Zeolith, Union Carbide), das zuvor bei 200°C eine Stunde geglüht wurde. Dieses Material adsorbiert die NH_4 -Ionen. Fünf Minuten nach der Zugabe wird das Destillat mit dem Ionensieb auf GF/F Filter filtriert, erneut ein Spatel voll Ionensieb zum Filtrat zugegeben, das auf einen zweiten Filter filtriert wird. Die Filter werden getrocknet und mit dergleichen Reagenzien in Quarzröhrchen gepackt, wie für die Bearbeitung der Partikelproben beschrieben. Zusätzlich empfiehlt sich die Zugabe von CaOH , um Wasserreste in dem Ionensieb, die bei der Verbrennung frei werden, zu binden. Aus den Konzentrationsmessungen im Destillat und Vergleich mit den Nitratmessung an Bord ergibt sich die Wiederfundrate (Anhang Tab.1). Parallel zu den Seewasserproben wurden mehrfach Blindproben (destilliertes Wasser) und bei jeder Serie Nitratstandards ($8 \mu\text{Mol}$) mit destilliert. Die NH_4 -Konzentration der Blanks, die zwischen $0,12$ und $0,32 \mu\text{mol X dm}^{-3}$ lagen, wurden von der NH_4 -Konzentration der dazugehörigen Probenserie subtrahiert, da eine allgemeine Kontamination der Gefäße und durch Luft angenommen wurde. Eine genaue Fehlerbetrachtung erfolgt im letzten Abschnitt dieses Kapitels.

5.3. Die Massenspektrometrische Messung

Die Konzentration stabiler Isotope wird im Verhältnis zu einem Standard angegeben, der für das ^{13}C ein Karbonat der PeeDee Formation (Kreidezeit, Süd Carolina) und für Stickstoff Luft ist (Mariotti 1983). Bei der Messung werden das unbekannte Gas (Probe) und das Standardgas abwechselnd gemessen. Beim Kohlenstoff werden die Massen 44 ($^{12}\text{CO}_2$) und 45 ($^{13}\text{CO}_2$), beim Stickstoff 28 ($^{14}\text{N}_2$) und 29 ($^{15}\text{N}^{14}\text{N}$) gemessen und daraus die Deltawerte errechnet:

$$\delta^{13}\text{C} = \left(\frac{(^{13}\text{C} / ^{12}\text{C})_{\text{Probe}}}{(^{13}\text{C} / ^{12}\text{C})_{\text{Standard}}} - 1 \right) \times 1000$$

Entsprechend erfolgt die Angabe der $\delta^{15}\text{N}$ Werte. Die $\delta^{15}\text{N}$ Messungen erfolgten an einem Finnigan MAT 251 Gerät, die $\delta^{13}\text{C}$ Messungen an einem Finnigan Delta S Gerät.

5.4. Fehlerbetrachtung

In diesem Abschnitt sollen die Fehler, die durch die Probenvorbereitung und Messung entstehen, abgeschätzt werden. Die biologische Variabilität zwischen Parallelproben aus derselben Wassertiefe wird hierbei nicht berücksichtigt. Der methodische Fehler kann für $\delta^{15}\text{N}$ - Werte aus den Pepton Standards erfolgen, die auf dieselbe Weise verbrannt wurden, wie die Proben. Hierbei muß zwischen Proben verschiedener Größe unterschieden werden, da das Massenspektrometer, abhängig von der Gasmenge, systematisch unterschiedliche Werte ermittelte. Der $8 \mu\text{mol}$ Pepton Standard lag im Mittel um $0,27 \text{ ‰}$ höher als der $4 \mu\text{mol}$ und dieser um $0,7 \text{ ‰}$ höher als der $2 \mu\text{mol}$ Pepton Standard. Daher wurden unterschiedlich hohe Korrekturwerte für verschiedene Probengrößen angesetzt.

Der Sollwert für den Pepton Standard lag bei: 7,5 ‰

Mittelwert für den 8 mmol Standard: 7,81 ‰ ± 0,22

Mittelwert für den 4 mmol Standard: 7,54 ‰ ± 0,23

Mittelwert für den 2 mmol Standard: 6,84 ‰ ± 0,36

Hieraus ergibt sich ein mittlerer Korrekturwert für Probengrößen um 8 µmol von 0,31 ‰, keine Korrektur für den 4 µmol-Bereich und 0,66 ‰ für kleinste Proben um 2 µmol. Hierzu gehören z.B. die Kotballenproben, deren Ergebnisse mit dem größten Fehler behaftet sind. In den Tabellen im Anhang 5 - 13 sind die unkorrigierten Werte der $\delta^{15}\text{N}$ Messungen mit angegeben. Etwa bei 34 % der Proben mußte aufgrund der Probengröße korrigiert werden. Im Mittel betrug die Abweichung aller korrekturbedürftigen Proben partikulären organischen Materials 0,28 ‰.

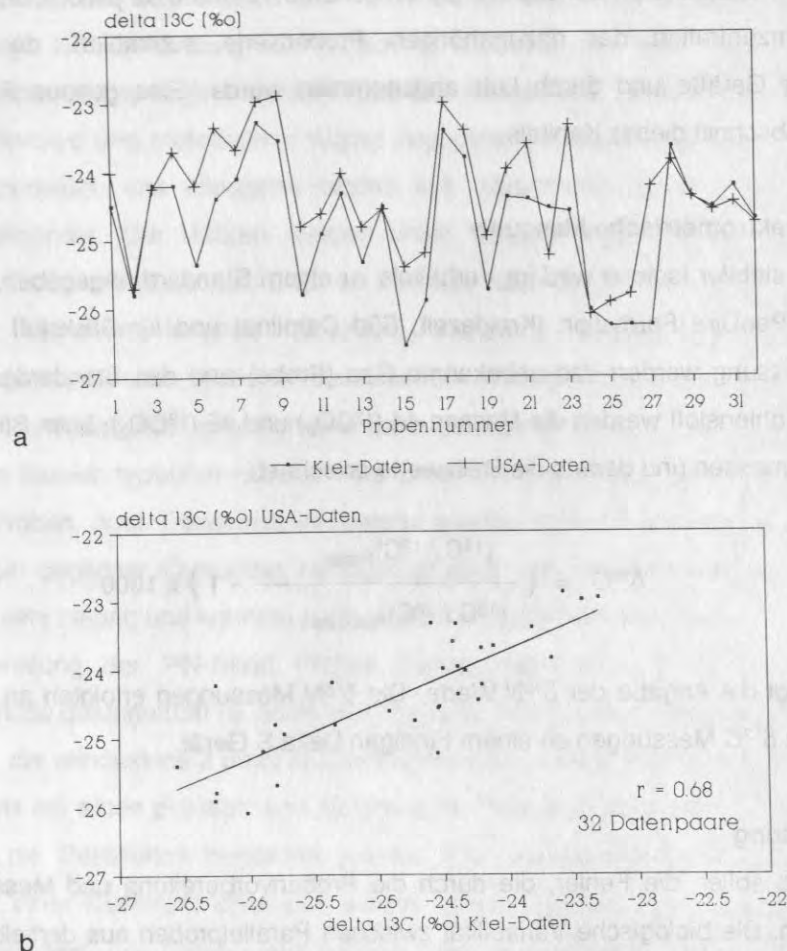


Abb.4 Vergleich der in Kiel und in den USA für die massenspektrometrische Messung ($\delta^{13}\text{C}$) vorbereiteten Proben a) Isotopen Wertepaare. Die $\delta^{13}\text{C}$ Werte der "USA - Proben sind meistens höher (im Mittel um 0,4 ‰). b) Regression der Isotopenwerte, der Zusammenhang ist signifikant (Ursachen s. Text).

Die $^{15}\text{NO}_3$ Messungen sind mit größeren Fehlern behaftet als die partikulärer Substanzen. Die $\delta^{15}\text{NO}_3$ Werte der Seewasserproben wurden entsprechend den Ergebnissen der mit destillierten Nitratstandards korrigiert, indem die Abweichung des Standards vom Sollwert (3,7 ‰) von den $\delta^{15}\text{NO}_3$ Werten der Proben subtrahiert wurde. So ergaben sich Korrekturen um 1-2 ‰ nach oben für alle Nitratergebnisse, die Oberflächenwerte von Station 658 mußten sogar um 3,6 ‰ korrigiert

werden (Anhang Tab.1). Der Grund für diese Schwankungen im Isotopengehalt des Standards ist unklar, wahrscheinlich kann ein Ammoniakverlust bei Beginn der Extraktion als Ursache angenommen werden. Die ersten ml des Destillates sollen die höchsten Isotopenkonzentrationen aufweisen (Montoya, pers.Mitteilung). Der Verlauf des Profiles wurde durch die Korrekturen nur geringfügig verändert. Außer dieser Korrektur wurde, wenn nötig, der bereits angesprochene Probengrößen bedingte Fehler der massenspektrometrischen Messung korrigiert.

Die $\delta^{13}\text{C}$ - Werte erfuhren keinerlei Korrektur, da die Standardgasschwankungen minimal waren. Ein Vergleich der in Kiel bzw. in den USA angewandten Verbrennungsmethode, wurde anhand der VP3-Probenserie vorgenommen. Es gibt einen leichten systematischen Unterschied, nach dem die "Kieler-Isotopen-Werte" im Mittel um 0,4 ‰ leichter sind (Abb.4a). Der Regressionskoeffizient der 32 Datenpaare beträgt 0,68, und ist damit auf 1% Niveau signifikant (Abb.4b). Ein Erklärung hierfür ist eine noch unbekannte "Bindung" des CO_2 mit dem Salz in den Probenröhrchen. Diese Reaktion führte bei DOC-Messungen (gelöster organischer Kohlenstoff) zu einer kontinuierlichen Abnahme des Kohlendioxids innerhalb von 8 Tagen unter gleichzeitiger Erhöhung der Isotopenwerte ($\epsilon=-15$, Fry et al. eingereicht). Man muß jedoch bedenken, daß die DOC Proben ein Vielfaches der Salzmenge der hier analysierten Proben enthielten. Um einen Vergleich aller Sinkstoff- $\delta^{13}\text{C}$ -Daten zu ermöglichen, wurden die VP3-Ergebnisse der in den USA verbrannten Proben benutzt.

Da die PON- und POC Gehalte in den Kotballenproben sehr gering sind und die Meßgenauigkeit der Proben von dem Blindwert der Filter beeinflusst sein kann, wurde auch hier eine Korrektur versucht. Es lagen zwei Leerfiltermessungen vor, die niedrige Isotopenwerte bei maximal $1\text{ }\mu\text{mol C pro Filter}$ ergaben (-28,8 ‰). Diese Korrektur verschiebt einzelne Werte um bis zu 2 ‰ nach oben, und verringert so in Abhängigkeit vom C-Gehalt der Kotballenprobe die Differenz zwischen Nahrung und Exkretionsprodukt. Nicht verändert wird jedoch das Gesamtergebnis der Experimente, nämlich die Abreicherung der Kotballen durch den Verdauungsprozess. Für Stickstoff lag keine Kontamination der Leerfilter vor.

6. ERGEBNISSE

6.1. Jahresverankerungen

Vom **Vöringplateau** (VP) aus 500 m Tiefe werden hier Daten über einen Zeitraum von eineinhalb Jahren vorgestellt (18.2.1987 - 9.8.1988), wobei Werte über einen Zeitraum von 3 Wochen im Oktober/November 1987 fehlen.

Im **Trockengewicht** (TG), partikulären organischen Kohlenstoff (**POC**) und partikulären organischen Stickstoff (**PON**) treten 1987 3 Sedimentationsmaxima auf (im Mai, Juni bis August und November bis Dezember), 1988 sind nur 2 dieser Sedimentationsmaxima zu beobachten, da die Probenserie im August endet (Abb.5). Der Peak im Sommer 1987 ist besonders deutlich mit maximal 308 mg Trockengewicht $\text{m}^{-2}\text{d}^{-1}$ und über 2000 bzw. 800 $\mu\text{mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$ POC und PON. Bemerkenswert ist die ebenfalls hohe Kohlenstoff- und Stickstoffsedimentation im Winter (1100-1500 $\mu\text{mol C m}^{-2}\text{d}^{-1}$, 120-140 $\mu\text{mol N m}^{-2}\text{d}^{-1}$, Abb.6, 7).

Das **C/N Verhältnis** schwankt im Jahresverlauf zwischen 7 und 18, wobei niedrigere Werte 1987 zu finden sind, höhere, über 11 charakterisieren die Partikel 1988. Das Sommermaximum 1987 zeigt die niedrigsten Werte, woraus auf einen schnellen Export aus der Deckschicht geschlossen werden kann. Demgegenüber liegen die C/N Werte aus dem Frühjahrs- und Sommermaximum 1988 wesentlich höher und sind nur unwesentlich niedriger als die C/N Werte aus den Wintermonaten (Abb.5).

Die **Karbonatsedimentation** läuft parallel zur Trockengewichtsedimentation (Abb.8), jedoch ist der Prozentsatz durchaus variabel. Die Anteile an der Gesamtsedimentation sind 1987 höher als im darauffolgenden Jahr (Abb.8). Während des höchsten Massenflusses im Sommer beträgt der Karbonatanteil in beiden Jahren 40-50 % (Anhang Tab.4).

Messungen des **partikulären Silikats (PSi)** zeigen während des Sedimentationsmaximums im Juni bis August 1987 mit 5,65 und 6,3 % (480 bzw. 620 $\mu\text{mol PSi m}^{-2}\text{d}^{-1}$) die höchsten Anteile am Trockengewicht (Abb.9). Im Mai 1987 betrug der PSi Anteil ca. 4 %, die absolute Höhe jedoch lag bei knapp 220 $\mu\text{mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$. Bemerkenswert sind die relativ hohen Sedimentationsraten und Anteile am Sestonsgewicht bereits ein Fangintervall vor Beginn des Massenflusses im Juni 1987 mit ebenfalls 4 % vom Trockengewicht (85 $\mu\text{mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$).

Die Stickstoffisotopenwerte ($\delta^{15}\text{N}$) unterliegen zwar starken Schwankungen innerhalb eines Jahres, zeigen jedoch ein sich wahrscheinlich jährlich wiederholendes Muster. Ein sprunghafter Abfall von 9,81 auf 5,25 ‰ von Anfang April bis Mitte Mai 1987 ist im Zusammenhang mit der Frühjahrssedimentation neu produzierten Materials zu sehen (Abb.6). Er erfolgt bereits ein Fangintervall vor dem Sedimentationspeak im Mai. Im darauffolgenden Jahr erfolgt die Abnahme der $\delta^{15}\text{N}$ Werte langsam von Mai bis Juli und erreicht ihr Minimum im Juni/Juli mit 1,92 ‰ gleichzeitig mit dem Sedimentationspeak. Ein Anstieg der Isotopengehalte beginnt Ende September 87 und erreicht Mitte Oktober 9,73 ‰. Ähnlich hohe Werte zwischen 6,6 und 9,7 bleiben 1988 bis Anfang Juni erhalten. Der Schwankungsbereich aller $\delta^{15}\text{N}$ Daten umfaßt 8 ‰.

In den Monatsmittelwerten des $\delta^{15}\text{N}$ und der PON Sedimentation (Abb.10) bilden sich nur die Minima und Maxima der Sommer- und der Wintersedimentation ab, da der kleine Frühjahrspeak rechnerisch wegen der Verschiebung dieses Peaks vom Juli 1987 zum April 1988 verlorengeht.

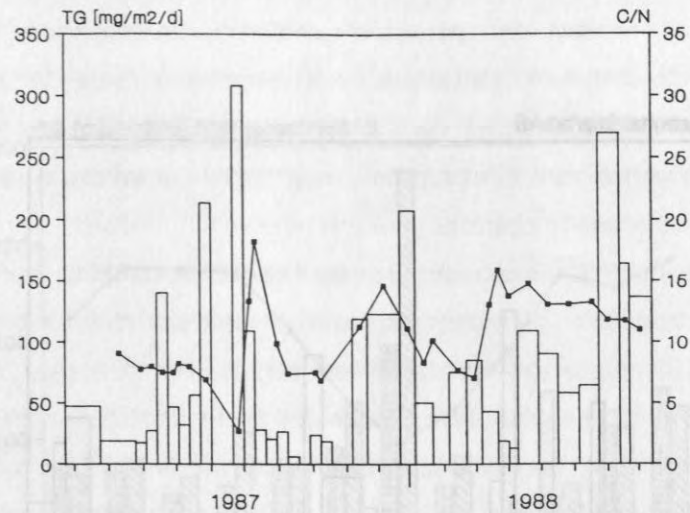


Abb.5 Massenfluß (Balken) auf dem Vöringplateau (VP) in 500 m Tiefe vom Februar 1987 bis zum August 1988 und die dazugehörigen C/N Werte (Linie).

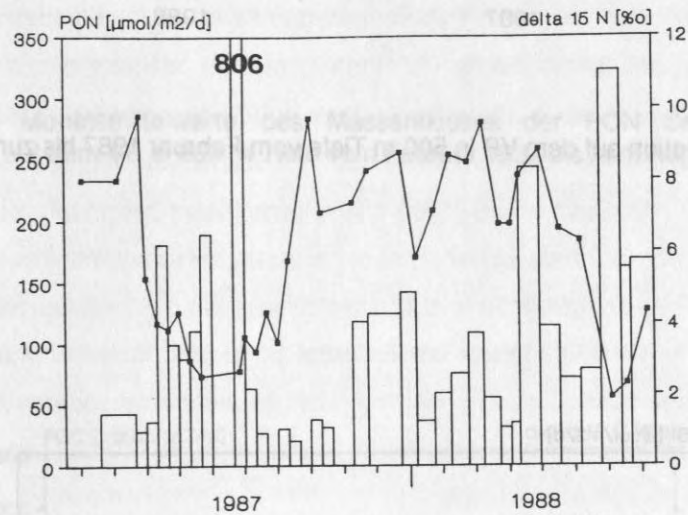


Abb.6 Fluß partikulären organischen Stickstoffs (PON, Balken) und $\delta^{15}\text{N}$ Werte (Linie) auf dem VP in 500 m Tiefe vom Februar 1987 bis zum August 1988. Die PON Sedimentation im Juli 1987 beträgt $806 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^2\cdot\text{d}^{-1}$.

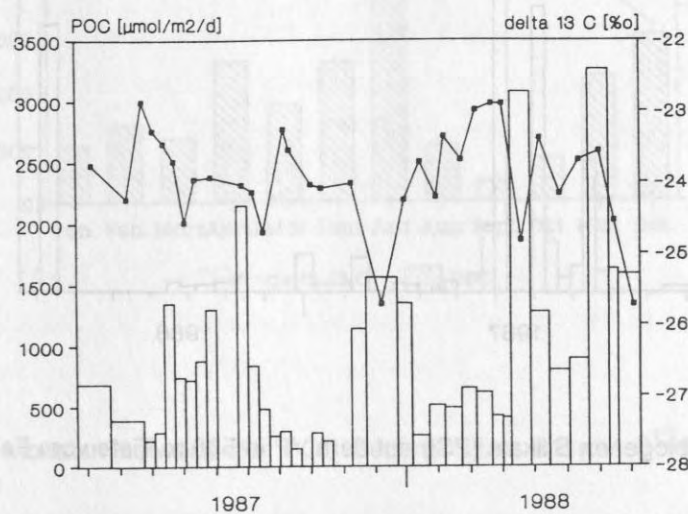


Abb.7 Fluß partikulären organischen Kohlenstoffs (POC, Balken) und $\delta^{13}\text{C}$ Werte (Linie) auf dem VP in 500 m Tiefe vom Februar 1987 bis zum August 1988.

6. ERGEBNISSE

6.1. Karbonatsedimentation

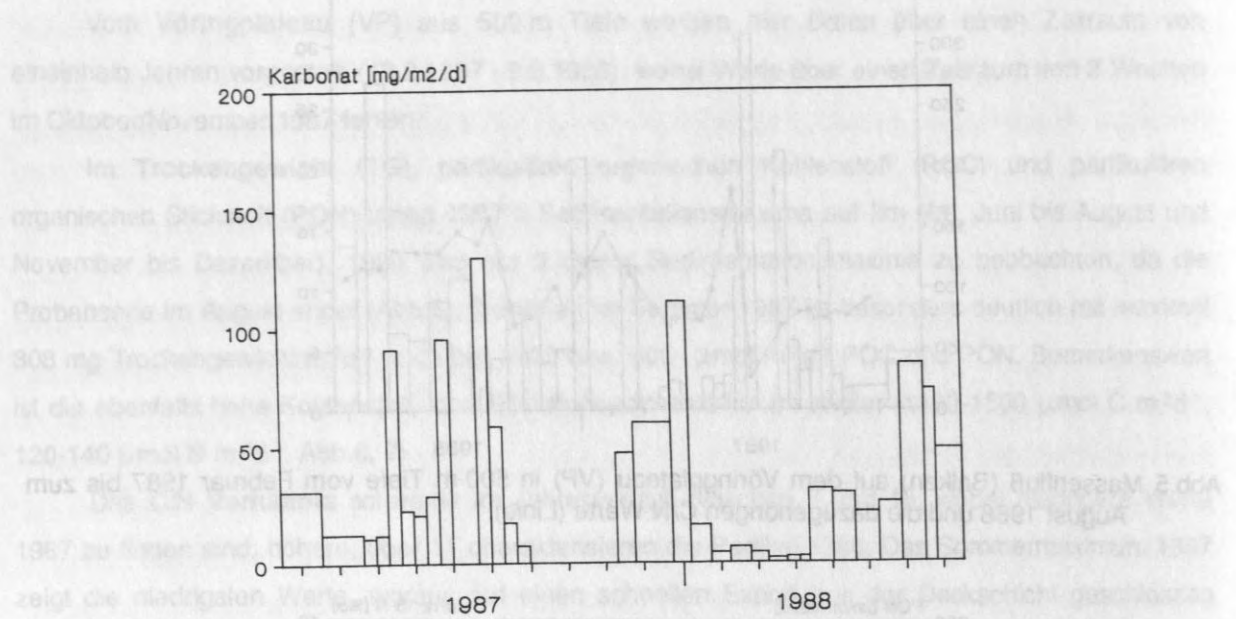


Abb.8 Karbonatsedimentation auf dem VP in 500 m Tiefe vom Februar 1987 bis zum August 1988.

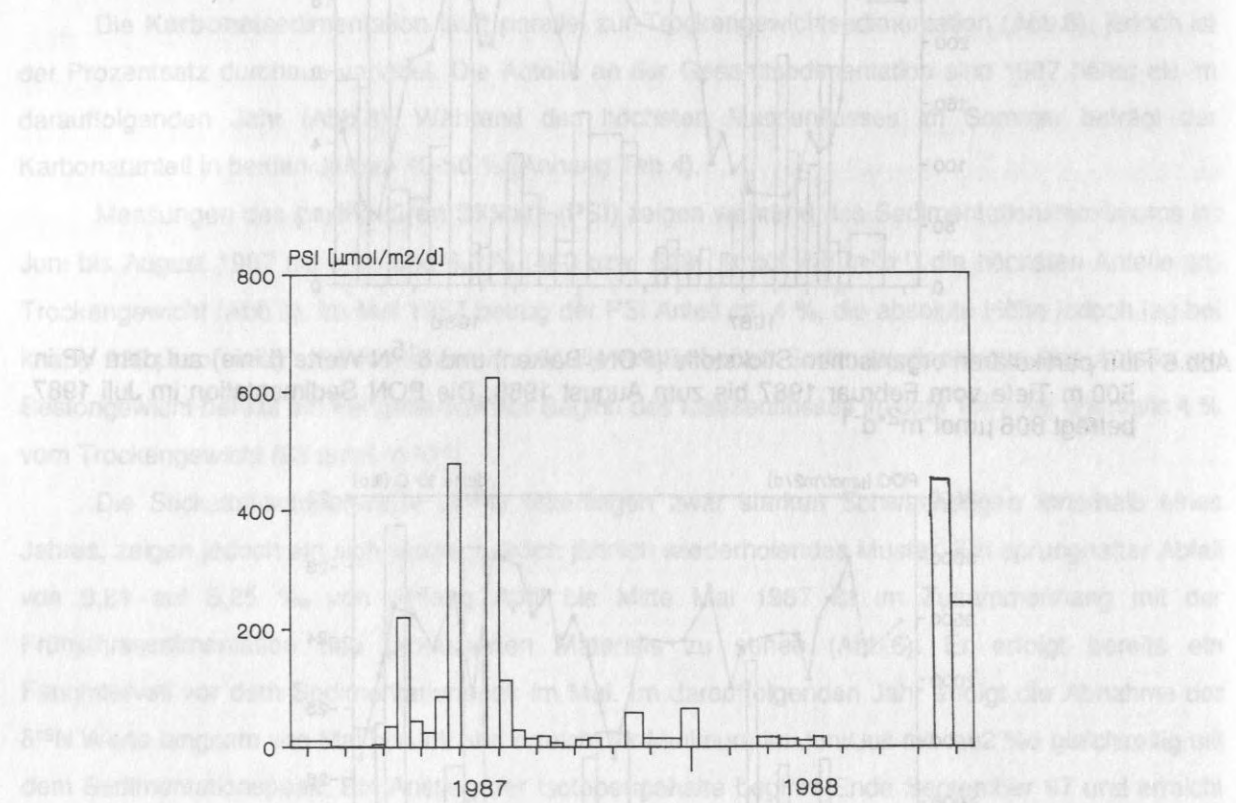


Abb.9 Fluß partikulären biogenen Silikats (PSi) auf dem VP in 500 m Tiefe vom Februar 1987 bis zum August 1988.

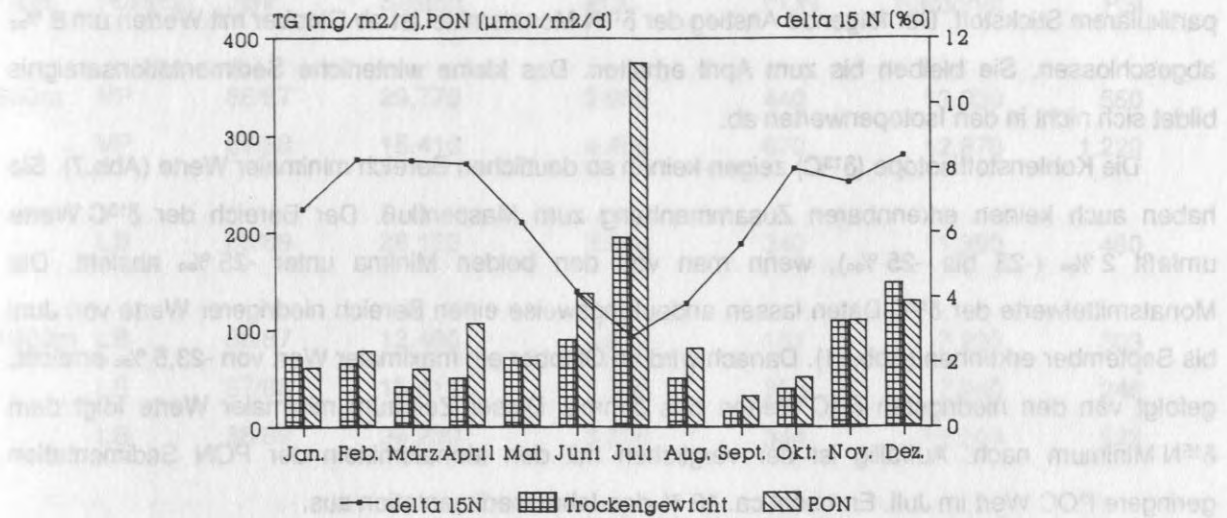


Abb.10 Gewichtete Monatsmittelwerte des Massenflusses der PON Sedimentation und der $\delta^{15}\text{N}$ Werte auf dem VP in 500 m Tiefe vom Februar 1987 bis zum August 1988.

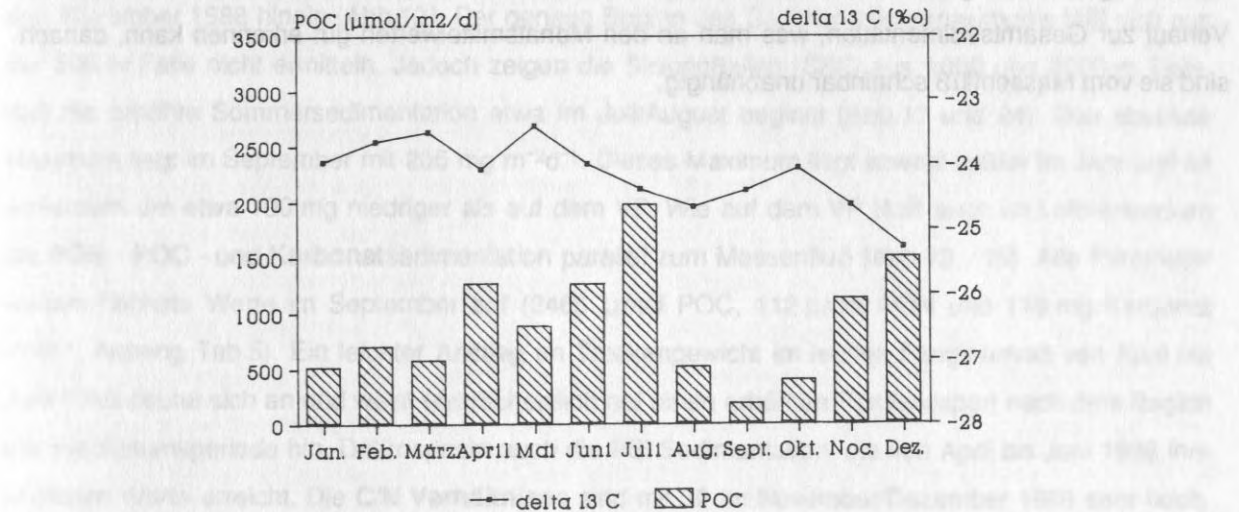


Abb.11 Gewichtete Monatsmittelwerte der POC Sedimentation und der $\delta^{13}\text{C}$ Werte auf dem VP in 500 m Tiefe.

Deutlich ist der inverse Verlauf zwischen den $\delta^{15}\text{N}$ Werten und der PON Sedimentation von April bis Juli zu sehen. Im Juli werden die geringsten mittleren Isotopenwerte und die höchste Sedimentationsrate erreicht. Dieses PON Maximum im Juli stellt ca. 30 % der Jahressedimentation an partikulärem Stickstoff. Der folgende Anstieg der $\delta^{15}\text{N}$ Monatsmittel ist ab Oktober mit Werten um 8 ‰ abgeschlossen. Sie bleiben bis zum April erhalten. Das kleine winterliche Sedimentationsereignis bildet sich nicht in den Isotopenwerten ab.

Die Kohlenstoffisotope ($\delta^{13}\text{C}$) zeigen keinen so deutlichen Bereich minimaler Werte (Abb.7). Sie haben auch keinen erkennbaren Zusammenhang zum Massenfluß. Der Bereich der $\delta^{13}\text{C}$ Werte umfaßt 2 ‰ (-23 bis -25 ‰), wenn man von den beiden Minima unter -25 ‰ absieht. Die Monatsmittelwerte der $\delta^{13}\text{C}$ Daten lassen andeutungsweise einen Bereich niedrigerer Werte von Juni bis September erkennen (Abb.11). Danach wird im Oktober ein maximaler Wert von -23,5 ‰ erreicht, gefolgt von den niedrigsten $\delta^{13}\text{C}$ Werten des Jahres. Dieser Zeitraum minimaler Werte folgt dem $\delta^{15}\text{N}$ Minimum nach. Auffällig ist der verglichen mit den Monatsmitteln der PON Sedimentation geringere POC Wert im Juli. Er macht ca. 18 % der Jahressedimentation aus.

Auf dem VP bilden sich die Sedimentationsereignisse in allen gemessenen Parametern ab, jedoch ist der Anteil der gemessenen Komponenten am Sestongewicht in verschiedenen Fangintervallen unterschiedlich hoch. Die Unterschiede in der insgesamt sedimentierten Menge, die von Jahr zu Jahr bestehen zeigt Tab.4. Hierin wurden die Daten der Jahressedimentation in 500 m Tiefe auf dem VP (1986-1988) und im LB (1988-1989) gemeinsam behandelt. Beide Positionen sind hydrographisch sehr ähnlich, weshalb später auch die Wassersäulendaten beider Gebiete gemeinsam diskutiert werden. Auf dem Vöringplateau und im Lofotenbecken schwankt die Seston, P_{Si} und PON Sedimentation um 100 %, die POC Werte um maximal 50 %, die Karbonatsedimentation bleibt im Jahresvergleich fast gleich hoch. Die $\delta^{15}\text{N}$ Werte haben in der ersten Jahreshälfte einen inversen Verlauf zur Gesamtsedimentation, was man an den Monatsmittelwerten gut erkennen kann, danach sind sie vom Massenfluß scheinbar unabhängig.



Tab.4: Jahressedimentationsdaten auf dem VP und im LB aus 500 m Tiefe und dem Lofotenbecken aus 1000 und 3000 m Tiefe. Alle Angaben in $\text{mg m}^{-2} \text{yr}^{-1}$ (aus Bodungen et al. 1991b).

Tiefe	Position	Jahr	Seston	POC	PON	Karbonat	PSi
500m	VP	86/87	29.770	2.950	440	13.030	550
	VP	87/88	15.410	4.480	670	12.670	1.220
	LB	88/89	26.120	3.300	340	11.390	480
1000m	LB	86/87	12.490	1.810	161	7.230	303
	LB	87/88	15.410	1.730	256	7.360	246
	LB	88/89	26.230	3.000	344	11.200	573
3000m	LB	86/87	34.430	3.280	196	16.810	799
	LB	87/88	49.010	3.480	294	27.110	1.130
	LB	88/89	60.320	3.930	317	14.480	584

Im **Lofotenbecken** (LB) sind SSF in seit dem Sommer 1986 verankert. Dargestellt werden hier Ergebnisse vom August 1988 bis Juni 1989 aus 500 m Tiefe, vom Juli 86 bis Juni 1989 in 1000 m Tiefe und vom Juli 86 bis August 1988 in 3000 m Tiefe. Proben vom Juli und der 1. Augushälfte 1987 fehlen.

In **500 m** Tiefe zeigt sich ein Sedimentationsmaximum im **Trockengewicht** vom August bis in den November 1988 hinein (Abb.12). Der genaue Beginn des Sedimentationsmaximums läßt sich aus der 500 m Falle nicht ermitteln. Jedoch zeigen die Sinkstoffallen (SSF) aus 1000 und 3000 m Tiefe, daß die erhöhte Sommersedimentation etwa im Juli/August beginnt (Abb.17 und 24). Das absolute Maximum liegt im September mit $205 \text{ mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$. Dieses Maximum liegt sowohl später im Jahr und ist außerdem um etwa 100 mg niedriger als auf dem VP. Wie auf dem VP läuft auch im Lofotenbecken die **PON - POC - und Karbonatsedimentation** parallel zum Massenfluß (Abb.13 - 15). Alle Parameter weisen höchste Werte im September auf ($2465 \mu\text{mol POC}$, $112 \mu\text{mol PON}$ und $119 \text{ mg Karbonat m}^{-2} \text{d}^{-1}$, Anhang Tab.5). Ein leichter Anstieg im Trockengewicht im letzten Fangintervall von April bis Juni 1989 deutet sich an und weist wahrscheinlich auf einen erhöhten Partikelexport nach dem Beginn der Wachstumsperiode hin. Dafür spricht auch die PSi Sedimentation, die von April bis Juni 1989 ihre höchsten Werte erreicht. Die **C/N Verhältnisse** sind mit 30 im November/Dezember 1988 sehr hoch, liegen ab Mitte Februar bis Juni 1989 jedoch zwischen 6,5 und 9,2. **Karbonat** erreicht während der höchsten Sedimentation einen maximalen Trockengewichtsanteil (60 %), der mit den Werten vom Vöringplateau vergleichbar ist. Zu der Zeit macht das **partikuläre Silikat** nur <1 % vom Trockengewicht aus (Abb.16, Anhang Tab.5).

Die $\delta^{15}\text{N}$ Werte lassen aufgrund des unvollständigen saisonalen Bildes keine eindeutige Beziehung zum Trockengewicht erkennen. Die Proben zur Zeit der Frühsommersedimentation, die auf

dem VP maximale Sedimentationsraten bei niedrigen Isotopengehalten aufwies, fehlen. Abgesehen von einem hohen $\delta^{15}\text{N}$ Wert im September sind die Werte bis in den November hinein niedrig (Abb.13). Auch hier deutet das Absinken der Werte im April wahrscheinlich die beginnende Frühsommersedimentation an (Abb.13). Eine Periode durchweg hoher $\delta^{15}\text{N}$ (7 - 8 ‰) Werte liegt im Winter, von Dezember 1988 bis April 1989 vor. $\delta^{13}\text{C}$ Daten sind von dieser Probenserie nicht gemessen worden.

Die 3 Jahresgänge in **1000 m Tiefe** im Lofotenbecken weisen nur jeweils ein Sedimentationsmaximum pro Jahr auf, das von Anfang Juli bis Ende August im Jahr 1987 andauert. Im Jahr 1988 zieht es sich von Juli bis in den September hin und 1989 tritt das Maximum im September auf und reicht bis in den November (Abb.17). Diese verlängerte Sedimentationsperiode ist in ihrem maximalen **Massenfluß** Werten um 50 bzw. 130 $\text{mg m}^{-2}\text{d}^{-1}$ höher als in den vergleichbaren Fangintervallen der Vorjahre. Die **POC** - und **PON** - Flüsse verlaufen parallel zum Sedimentationsignal des Trockengewichts (Abb.18, 19). Die absoluten Mengen liegen bei maximal 1243 und 1260 $\mu\text{mol POC m}^{-2}\text{d}^{-1}$ in den Jahren 1987 und 1988 und bei 1700 $\mu\text{mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$ 1989, die höchsten PON Werte liegen um 120, für 1987/88 und betragen 167 $\mu\text{mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$ für 1989 (Abb.18). Von einigen extrem hohen Werten abgesehen schwankt das **C/N Verhältnis** zwischen 6 und 13 ohne erkennbaren Zusammenhang zum Massenfluß (Abb.17).

Die **Karbonatsedimentation** entspricht in ihrem Verlauf in allen 3 Jahren dem Massenfluß. Nach den jährlichen Maxima vom Juli bis zum August sinkt der Karbonatfluß stark ab und zeigt im Winter geringste Werte ($<10 \text{ mg m}^{-2}\text{d}^{-1}$, Abb.20, Anhang Tab.6).

Die Sedimentationsmaxima des **partikulären Silikats** erfolgen im Zeitraum des höchsten Massenflusses mit 285 $\mu\text{mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$ im Jahr 1988 (Abb.21), dies entspricht einem Anteil von 2-4 %. Während der übrigen Zeit des Jahres ist dieser Anteil geringer als 1 % (Anhang Tab.6). Wie auf dem VP ist auch im Lofotenbecken ein gesteigerter P*Si* Anteil am Sestonsgewicht bereits vor dem Sedimentationspeak zu verzeichnen (Abb.17 und 21).

Die $\delta^{15}\text{N}$ Werte liegen 1986 und 1987 während des Sedimentationsmaximums vom Juli bis Ende August zwischen 3,4 - 4,8 ‰. Im Jahr 1987 wurde bereits im Mai ein Wert dieser Höhe mit 4,17 ‰ erreicht, als der P*Si* Anteil am Massenfluß bei 5,2 % lag, ein Hinweis auf einen hohen Diatomeenanteil im sedimentierten Material. Die Trockengewichtssedimentation stieg erst einen Monat später an (Abb.17). Minimale $\delta^{15}\text{N}$ Werte wurden auch 1989, einen Monat vor dem Sedimentationspeak, mit 1,31 ‰ gemessen. Während maximaler Flußraten im Sommer sind Werte um 4 ‰ typisch, $\delta^{15}\text{N}$ Daten über 6 ‰ können hier als "Winterwerte" bezeichnet werden (Abb.18). Sie wurden im sedimentierten Material ab September 1987 und ab Dezember 1986 jeweils bis in den Mai/Juni hinein gefunden. In den Monatsmittelwerten (Abb.22) bildet sich das saisonale Muster ebenfalls ab. Die Werte sinken ab März/April bis zum Juli hin ab, wobei die Zeit des Abfalls und die Höhe der Werte denen vom VP genau entsprechen (s. auch Abb.59). Das Maximum der Sedimentation erfolgt in 1000 m Tiefe jedoch einen Monat später als in 500 m und beträgt nur ein Drittel der Höhe. Der Anstieg in den $\delta^{15}\text{N}$ Werten erfolgt langsamer und erst im Januar werden wieder maximale Werte erreicht. Während dieses Anstiegs nimmt der Massenfluß ab, um im Winter das Jahresminimum zu erreichen.

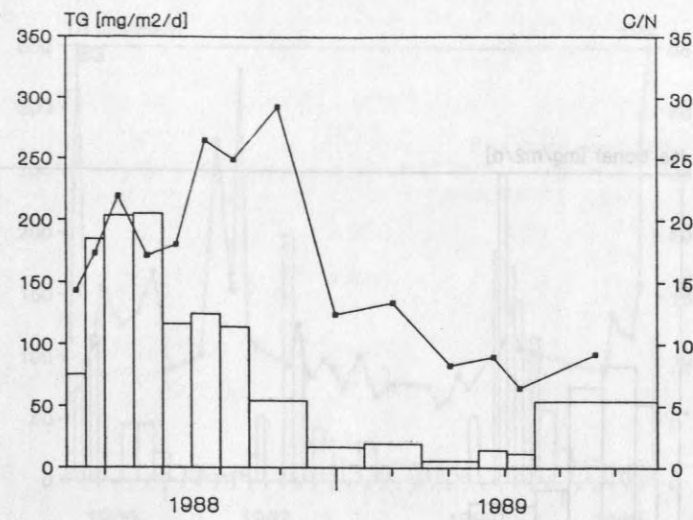


Abb.12 Massenfluß (Balken) im Lofotenbecken (NB Verankerung) in 500 m Tiefe vom August 1988 bis zum Juni 1989 und die dazugehörigen C/N Werte (Linie).

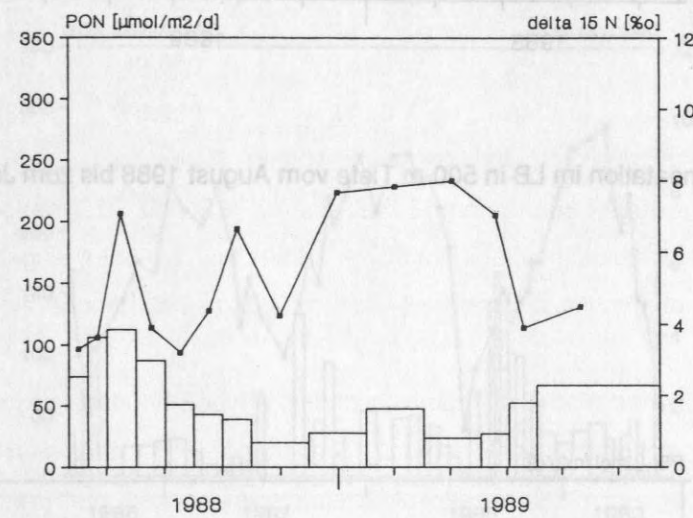


Abb.13 Fluß partikulären organischen Stickstoffs (PON, Balken) und $\delta^{15}\text{N}$ Werte (Linie) im LB in 500 m Tiefe vom August 1988 bis zum Juni 1989.

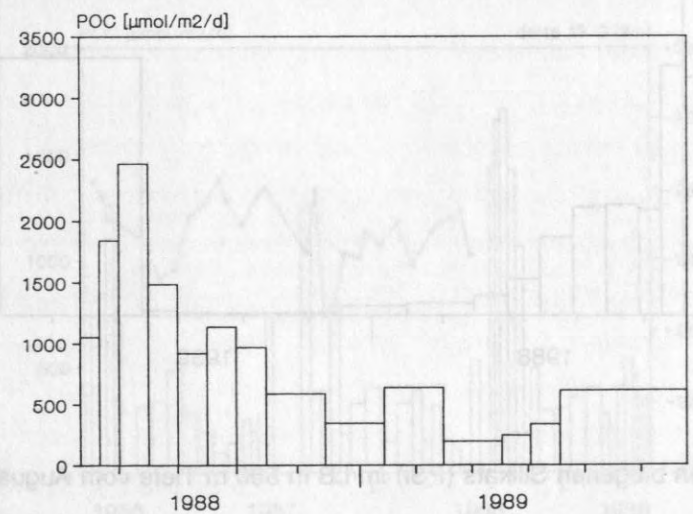


Abb.14 Fluß partikulären organischen Kohlenstoffs (POC, Balken) im LB in 500 m Tiefe vom August 1988 bis zum Juni 1989.

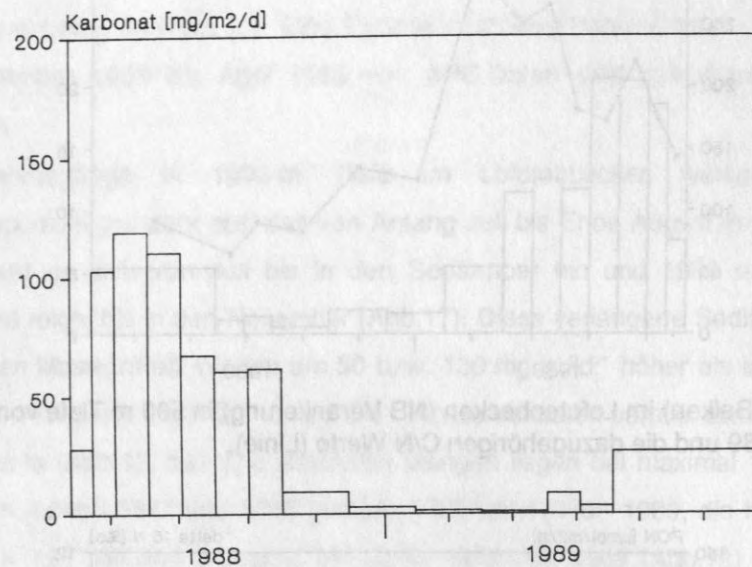


Abb.15 Karbonatsedimentation im LB in 500 m Tiefe vom August 1988 bis zum Juni 1989.

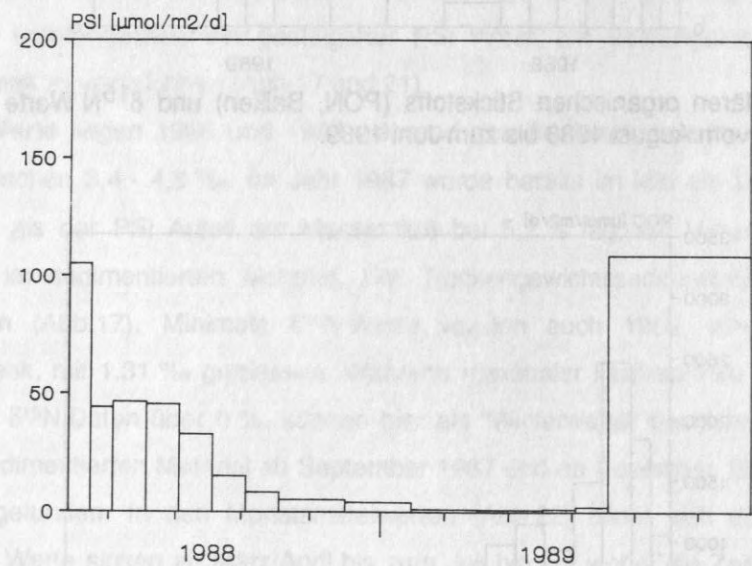


Abb.16 Fluß partikulären biogenen Silikats (PSi) im LB in 500 m Tiefe vom August 1988 bis zum Juni 1989.

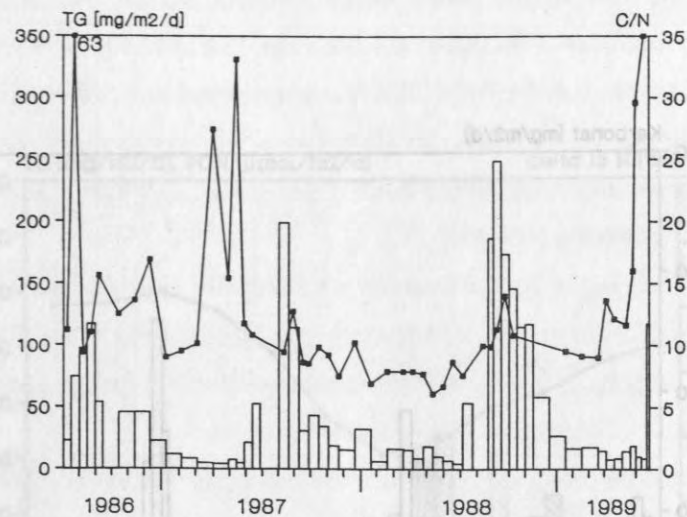


Abb.17 Massenfluß (Balken) im Lofotenbecken (NB Verankerung) in 1000 m Tiefe vom Juli 1986 bis zum Juni 1989 und die dazugehörigen C/N Werte (Linie), der Wert über 35 ist als Zahl angegeben.

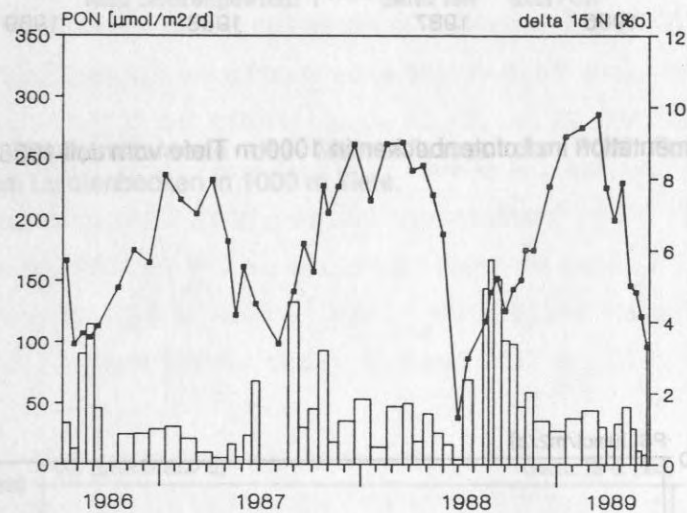


Abb.18 Fluß partikulären organischen Stickstoffs (PON, Balken) und $\delta^{15}\text{N}$ Werte (Linie) im Lofotenbecken 1000 m Tiefe vom Juli 1986 bis zum Juni 1989.

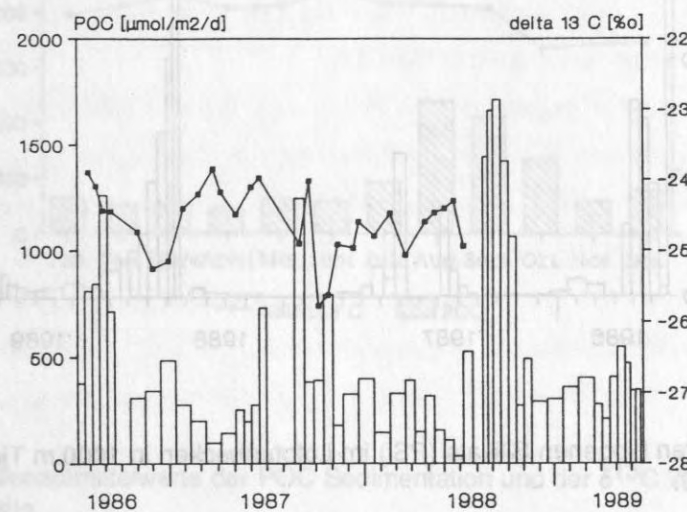


Abb.19 Fluß partikulären organischen Kohlenstoffs (POC, Balken) und $\delta^{13}\text{C}$ Werte (Linie) im Lofotenbecken in 1000 Tiefe vom Juli 1986 bis zum Juni 1989.

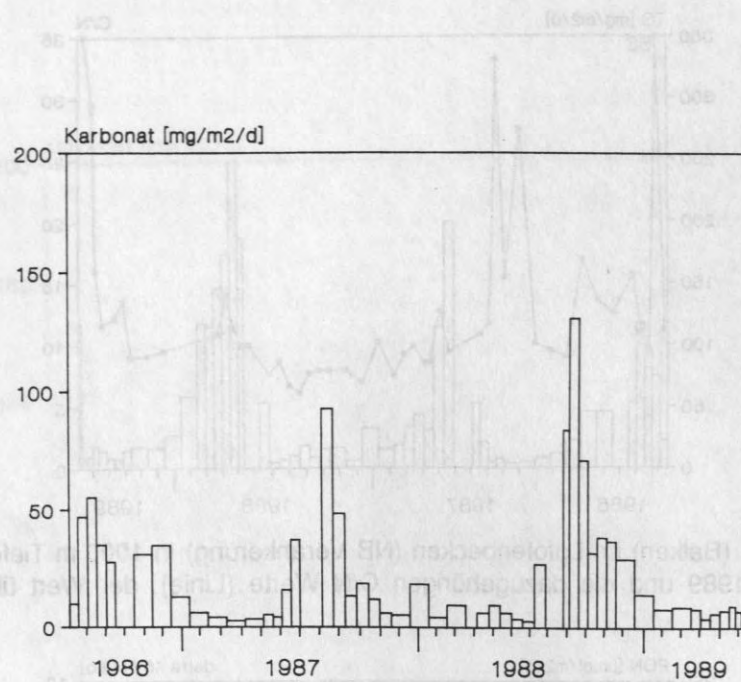


Abb.20 Karbonatsedimentation im Lofotenbecken in 1000 m Tiefe vom Juli 1986 bis zum Juni 1989.

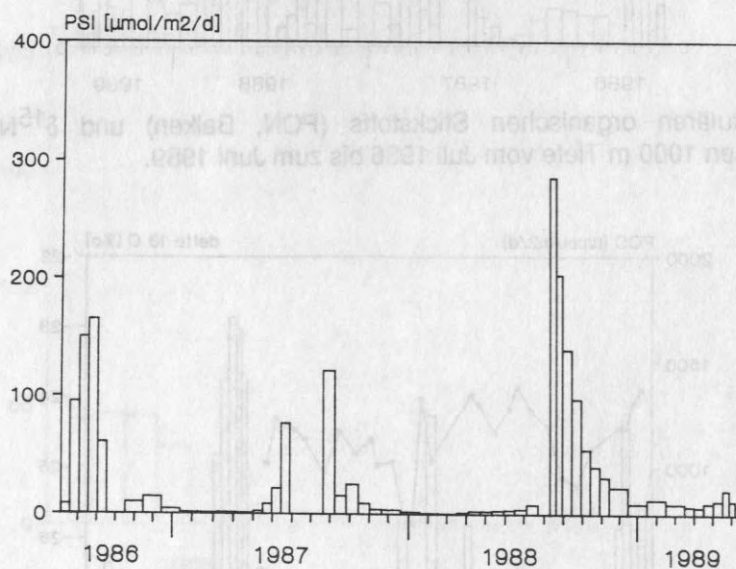


Abb.21 Fluß partikulären biogenen Silikats (PSi) im Lofotenbecken in 1000 m Tiefe vom Juli 1986 bis zum Juni 1989.

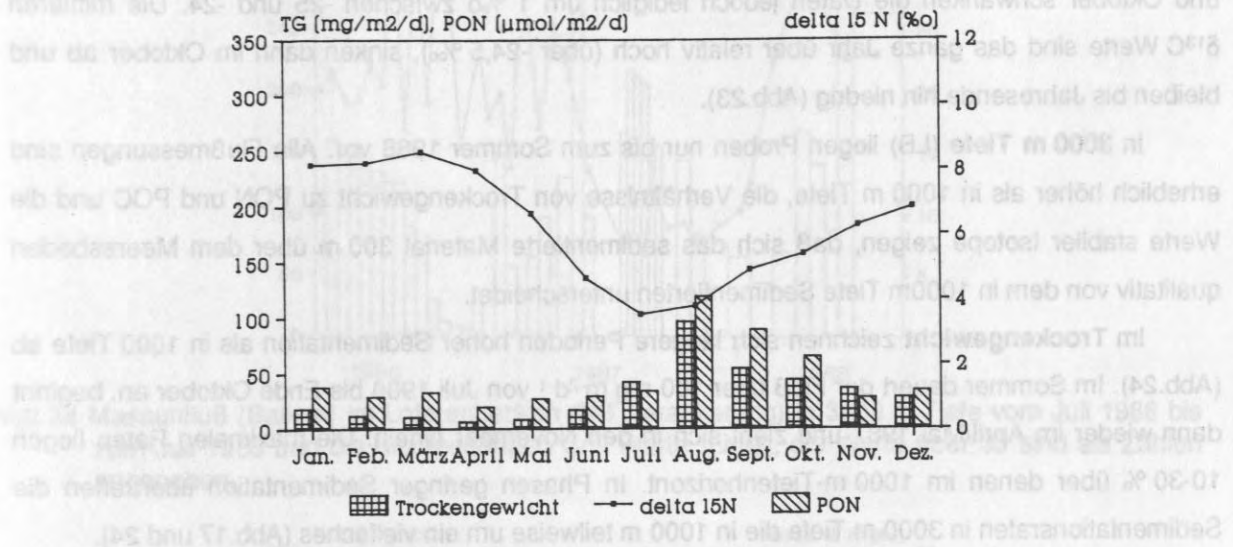


Abb.22 Gewichtete Monatsmittelwerte der Massenflüsse der PON Sedimentation und der $\delta^{15}\text{N}$ Werte im Lofotenbecken in 1000 m Tiefe.

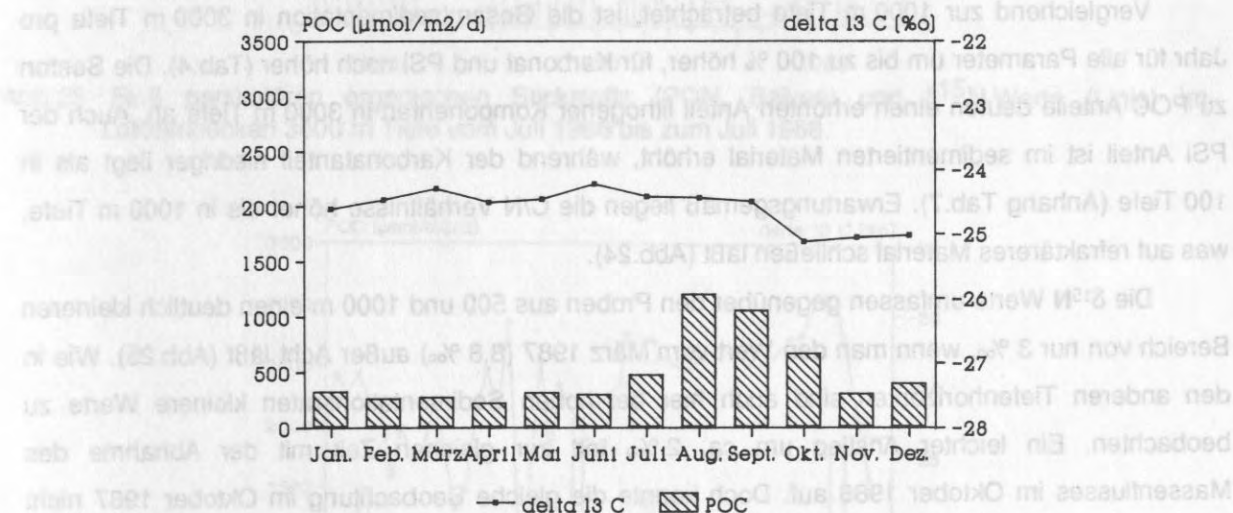


Abb.23 Gewichtete Monatsmittelwerte der POC Sedimentation und der $\delta^{13}\text{C}$ Werte im Lofotenbecken in 1000 m Tiefe.

Die **Kohlenstoffisotope** zeigen einen anderen Verlauf als die des Stickstoffs. Ihre Minima treten mit Verzögerung nach den $\delta^{15}\text{N}$ Daten auf (Abb.19). Die $\delta^{13}\text{C}$ Werte sinken in diesen Phasen um 1 ‰ von -24 bis -24,5 ‰ auf -24,7 bis -25,8 ‰. Abgesehen von drei minimalen Werten im Mai und Oktober schwanken die Daten jedoch lediglich um 1 ‰ zwischen -25 und -24. Die mittleren $\delta^{13}\text{C}$ Werte sind das ganze Jahr über relativ hoch (über -24,5 ‰), sinken dann im Oktober ab und bleiben bis Jahresende hin niedrig (Abb.23).

In **3000 m Tiefe** (LB) liegen Proben nur bis zum Sommer 1988 vor. Alle Flußmessungen sind erheblich höher als in 1000 m Tiefe, die Verhältnisse von Trockengewicht zu PON und POC und die Werte stabiler Isotope zeigen, daß sich das sedimentierte Material 300 m über dem Meeresboden qualitativ von dem in 1000m Tiefe Sedimentierten unterscheidet.

Im **Trockengewicht** zeichnen sich längere Perioden hoher Sedimentation als in 1000 Tiefe ab (Abb.24). Im Sommer dauert der Fluß über $100 \text{ mg m}^{-2}\text{d}^{-1}$ von Juli 1986 bis Ende Oktober an, beginnt dann wieder im April/Mai 1987 und zieht sich in den November hinein. Die maximalen Raten liegen 10-30 % über denen im 1000 m-Tiefenhorizont. In Phasen geringer Sedimentation übertreffen die Sedimentationsraten in 3000 m Tiefe die in 1000 m teilweise um ein vielfaches (Abb.17 und 24).

Die **POC** und **PON** - Sedimentation verläuft wie in den zuvor dargestellten Probenserien parallel zum Trockengewichtsfluß (Abb. 25 und 26). Es werden Maxima von $1000\text{-}2000 \mu\text{mol POC m}^{-2}\text{d}^{-1}$ und $80\text{-}160 \mu\text{mol PON m}^{-2}\text{d}^{-1}$ erreicht. Der höchste PON Fluß liegt 1986 im gleichen Zeitintervall wie der höchste POC Fluß. Das PON Sedimentationsmaximum erfolgt 1987 erst im August, das des POCs lag bereits im Juni. Dieses Phänomen wirkt sich natürlich auf die **C/N Verhältnisse** aus, die im Juni 1987 bei 13 - 18 liegen, im August dann zwischen 7 und 8. Letzterer ist auch der einzige Zeitraum, wo die C/N Werte unter denen in 1000 m Tiefe liegen. Im Winter 1986/87 liegen die C/N Verhältnisse über 16.

Vergleichend zur 1000 m Tiefe betrachtet, ist die Gesamtsedimentation in 3000 m Tiefe pro Jahr für alle Parameter um bis zu 100 % höher, für Karbonat und P_{Si} noch höher (Tab.4). Die Seston zu POC Anteile deuten einen erhöhten Anteil lithogener Komponenten in 3000 m Tiefe an. Auch der P_{Si} Anteil ist im sedimentierten Material erhöht, während der Karbonatanteil niedriger liegt als in 100 Tiefe (Anhang Tab.7). Erwartungsgemäß liegen die C/N Verhältnisse höher als in 1000 m Tiefe, was auf refraktäreres Material schließen läßt (Abb.24).

Die $\delta^{15}\text{N}$ Werte umfassen gegenüber den Proben aus 500 und 1000 m einen deutlich kleineren Bereich von nur 3 ‰, wenn man den Wert vom März 1987 (8,8 ‰) außer Acht läßt (Abb.25). Wie in den anderen Tiefenhorizonten sind auch hier bei hohen Sedimentationsraten kleinere Werte zu beobachten. Ein leichter Anstieg um ca. 2 ‰ tritt zur gleichen Zeit mit der Abnahme des Massenflusses im Oktober 1986 auf. Doch konnte die gleiche Beobachtung im Oktober 1987 nicht gemacht werden. Die Monatsmittelwerte zeigen den bereits mehrfach beschriebenen Abfall bis zur Jahrsmitte hin (Abb.29). Auch im Juli wird der geringste Wert des Jahres erreicht (3,1 ‰), der in seiner Höhe denen in 500 m (2,8 ‰) und 3000 m (3,5 ‰) entspricht (Anhang Tab.10).

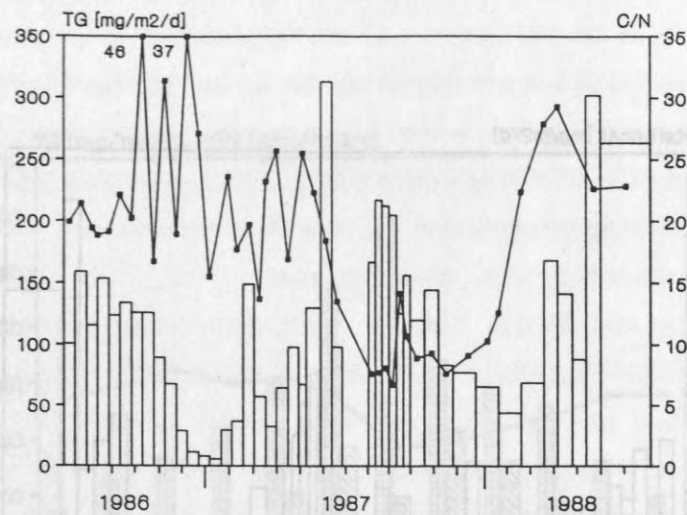


Abb.24 Massenfluß (Balken) im Lofotenbecken (NB Verankerung) in 3000 m Tiefe vom Juli 1986 bis zum Juli 1988 und die dazugehörigen C/N Werte (Linie), die Werte über 35 sind als Zahlen angegeben.

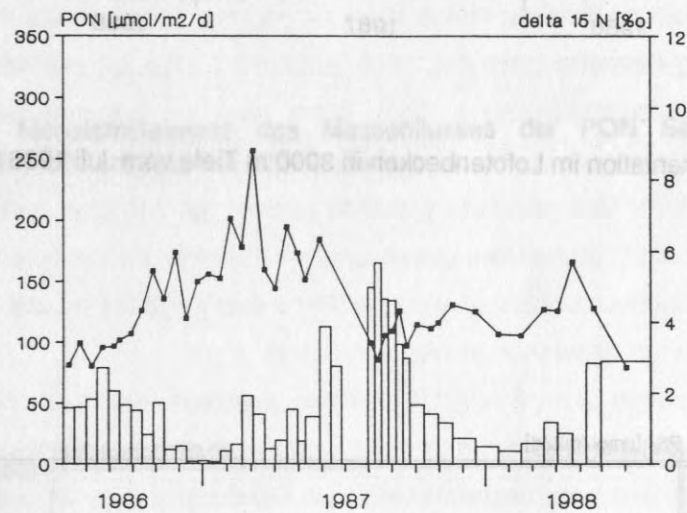


Abb.25 Fluß partikulären organischen Stickstoffs (PON, Balken) und $\delta^{15}\text{N}$ Werte (Linie) im Lofotenbecken 3000 m Tiefe vom Juli 1986 bis zum Juli 1988.

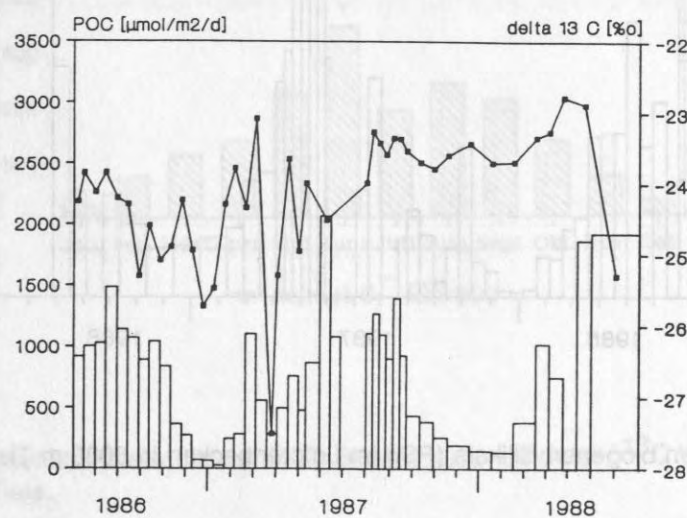


Abb.26 Fluß partikulären organischen Kohlenstoffs (POC, Balken) und $\delta^{13}\text{C}$ Werte (Linie) im Lofotenbecken in 3000 Tiefe vom Juli 1986 bis zum Juli 1988.

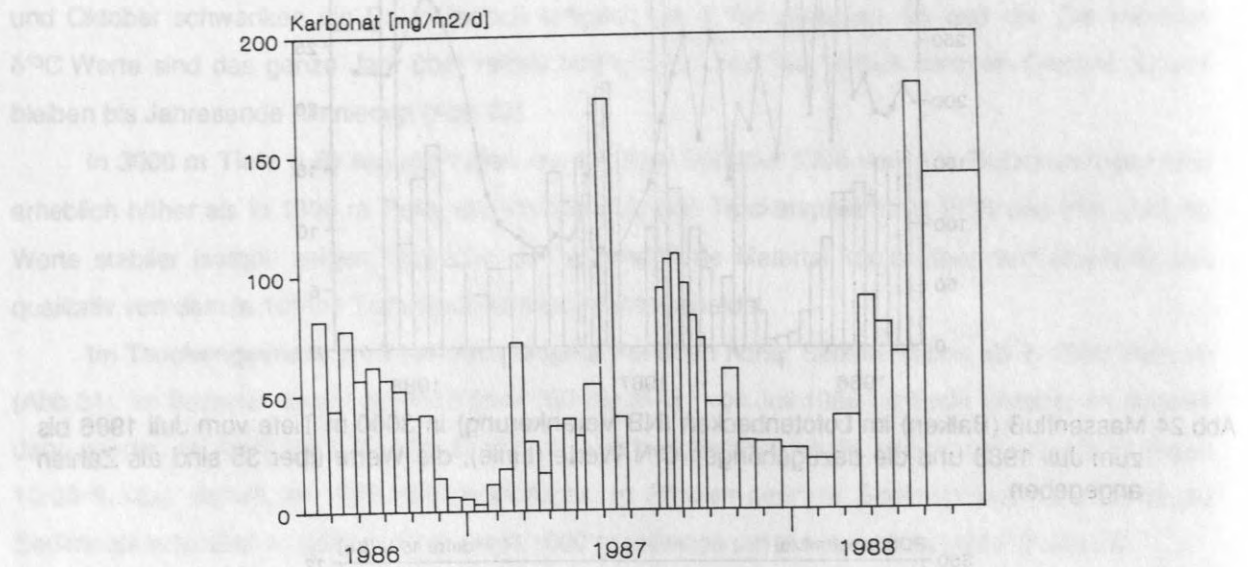


Abb.27 Karbonatsedimentation im Lofotenbecken in 3000 m Tiefe vom Juli 1986 bis zum Juli 1988.

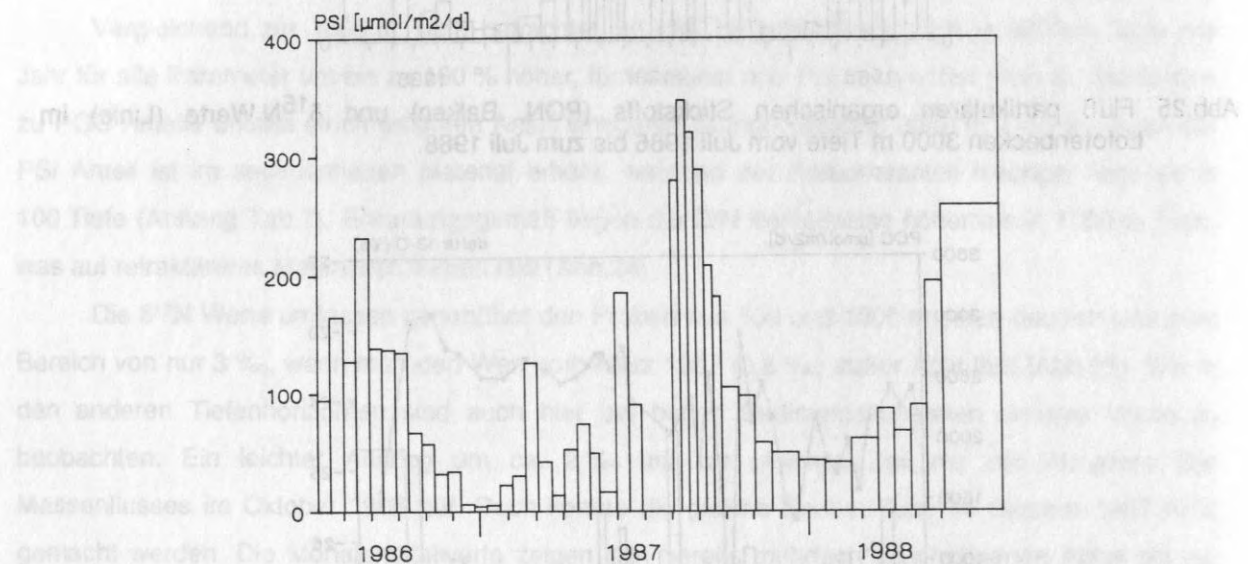


Abb.28 Fluß partikulären biogenen Silikats (PSi) im Lofotenbecken in 3000 m Tiefe vom Juli 1986 bis zum Juli 1988.

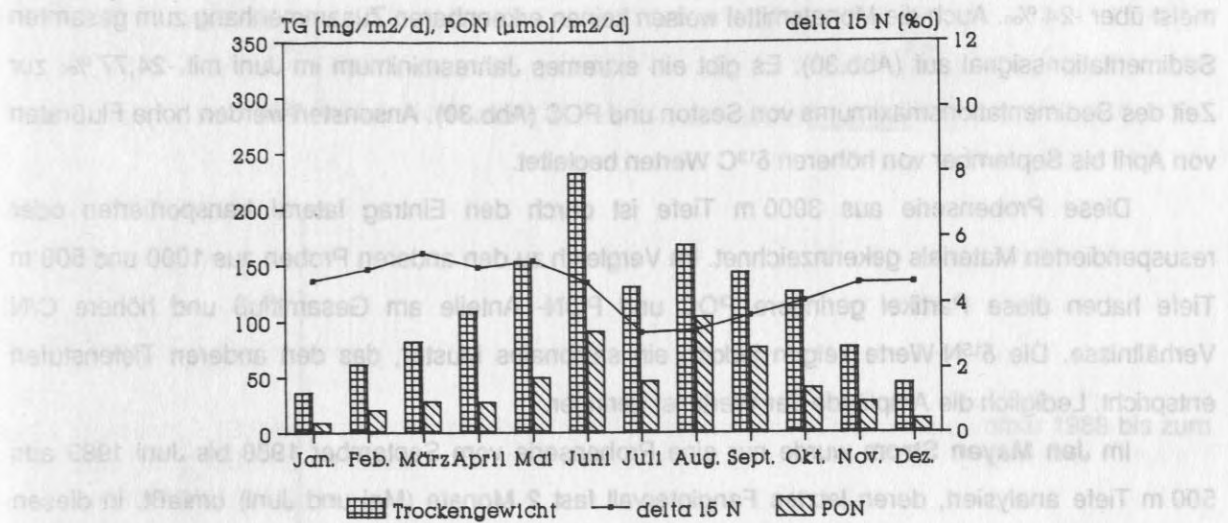


Abb.29 Gewichtete Monatsmittelwerte des Massenflusses der PON Sedimentation und der $\delta^{15}\text{N}$ Werte im Lofotenbecken in 3000 m Tiefe.

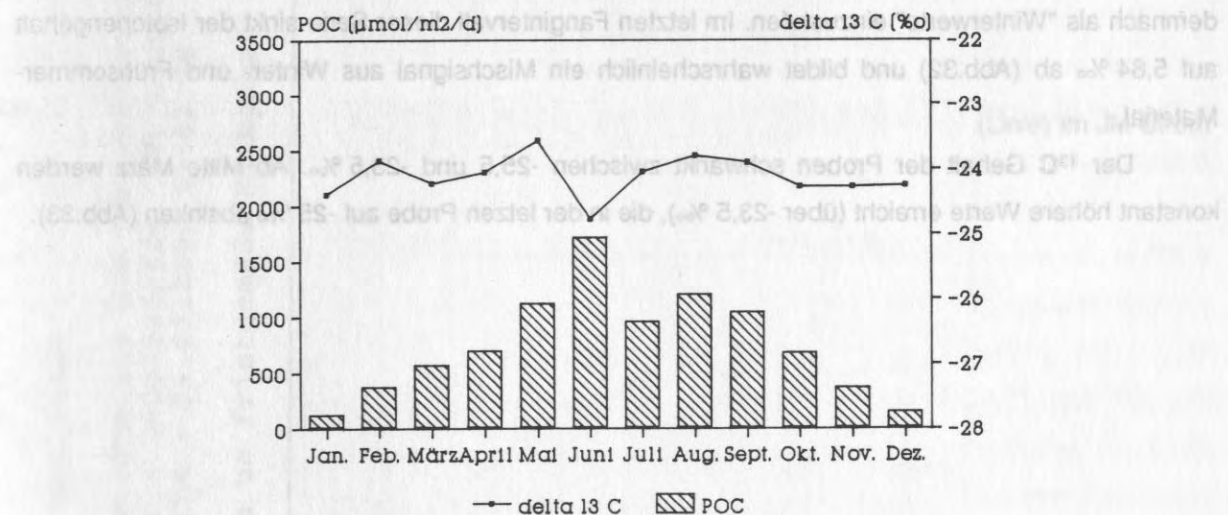


Abb.30 Gewichtete Monatsmittelwerte der POC Sedimentation und der $\delta^{13}\text{C}$ Werte im Lofotenbecken in 3000 m Tiefe.

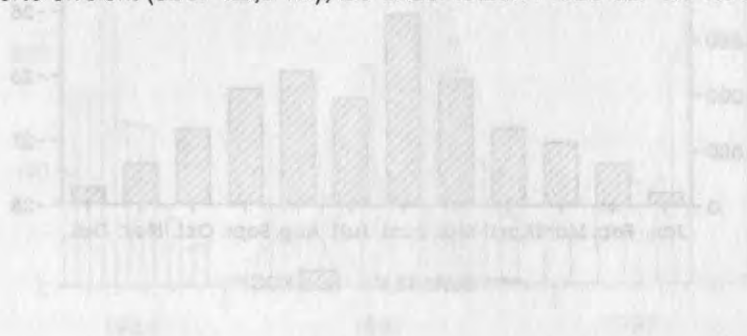
Bei den stabilen Isotopen des Kohlenstoffes ($\delta^{13}\text{C}$) ist keine Abhängigkeit vom Massenfluß erkennbar (Abb.26). 1986 ist die Variation von einem Fangintervall zum anderen sehr hoch (bis zu 1 ‰). Die $\delta^{13}\text{C}$ Werte sind 1986 fast alle leichter als -24 ‰, im nächsten Sommer liegen die Werte meist über -24 ‰. Auch die Monatsmittel weisen keinen erkennbaren Zusammenhang zum gesamten Sedimentationssignal auf (Abb.30). Es gibt ein extremes Jahresminimum im Juni mit -24,77 ‰ zur Zeit des Sedimentationsmaximums von Seston und POC (Abb.30). Ansonsten werden hohe Flußraten von April bis September von höheren $\delta^{13}\text{C}$ Werten begleitet.

Diese Probenserie aus 3000 m Tiefe ist durch den Eintrag lateral transportierten oder resuspendierten Materials gekennzeichnet. Im Vergleich zu den anderen Proben aus 1000 und 500 m Tiefe haben diese Partikel geringere POC und PON- Anteile am Gesamtfluß und höhere C/N Verhältnisse. Die $\delta^{15}\text{N}$ Werte zeigen jedoch ein saisonales Muster, das den anderen Tiefenstufen entspricht. Lediglich die Amplitude der Werte ist geringer.

Im **Jan Mayen Strom** wurde nur eine Probenserie vom September 1988 bis Juni 1989 aus 500 m Tiefe analysiert, deren letztes Fangintervall fast 2 Monate (Mai und Juni) umfaßt. In diesen beiden Monaten liegt oder beginnt die Phase höchster Sedimentation mit 185 mg **Trockengewicht** $\text{m}^{-2}\text{d}^{-1}$ (Abb.31), 108 mg **Karbonat** (Abb.34), 1460 μmol **POC** (Abb.33) und 160 μmol **PON** $\text{m}^{-2}\text{d}^{-1}$ (Abb.32). Dieses Sedimentationsereignis liegt früher als im Lofotenbecken und auf dem Vöringplateau. Der Karbonatanteil ist etwas höher verglichen mit den anderen Stationen und liegt bei 70 % (10 - 110 mg $\text{m}^{-2}\text{d}^{-1}$). Das **partikuläre Silikat** erreicht mit 730 μmol $\text{m}^{-2}\text{d}^{-1}$ bzw. 11 % vom Massenfluß im Mai/Juni den höchsten aller gemessenen Werte (Abb.35). Daß die Sedimentation bis in den September hoch zu bleiben scheint, deuten die Werte des Vorjahres an, die im September noch bei >100 μmol **PSi** pro $\text{m}^{-2}\text{d}^{-1}$ lagen (Abb.35, Anhang Tab.8).

Die $\delta^{15}\text{N}$ **Daten** liegen den ganzen Untersuchungszeitraum oberhalb von 7,00 ‰ und sind demnach als "Winterwerte" einzustufen. Im letzten Fangintervall dieser Serie sinkt der Isotopengehalt auf 5,64 ‰ ab (Abb.32) und bildet wahrscheinlich ein Mischsignal aus Winter- und Frühsommer-Material.

Der ^{13}C Gehalt der Proben schwankt zwischen -25,5 und -23,5 ‰. Ab Mitte März werden konstant höhere Werte erreicht (über -23,5 ‰), die in der letzten Probe auf -25 ‰ absinken (Abb.33).



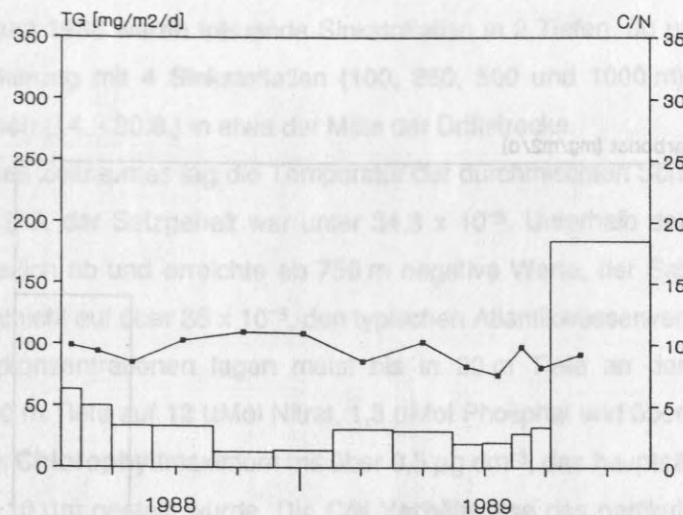


Abb.31 Massenfluß (Balken) im Jan Mayen Strom (JM) in 500 m Tiefe vom September 1988 bis zum Juni 1989 und die dazugehörigen C/N Werte (Linie).

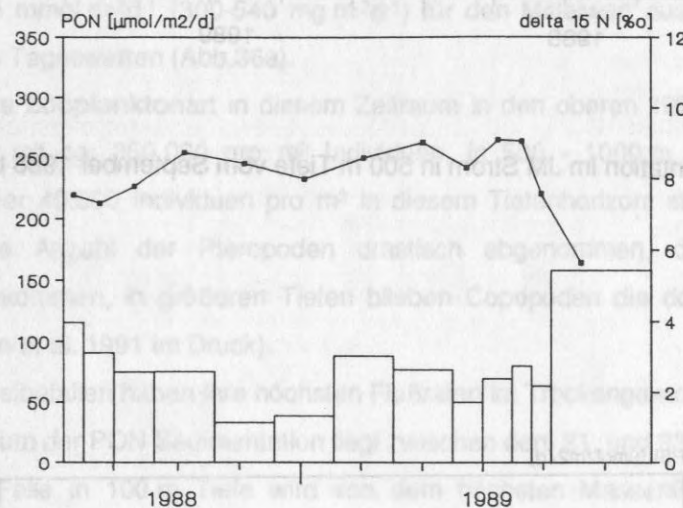


Abb.32 Fluß partikulären organischen Stickstoffs (PON, Balken) und $\delta^{15}\text{N}$ Werte (Linie) im JM Strom in 500 m Tiefe vom September 1988 bis zum Juni 1989.

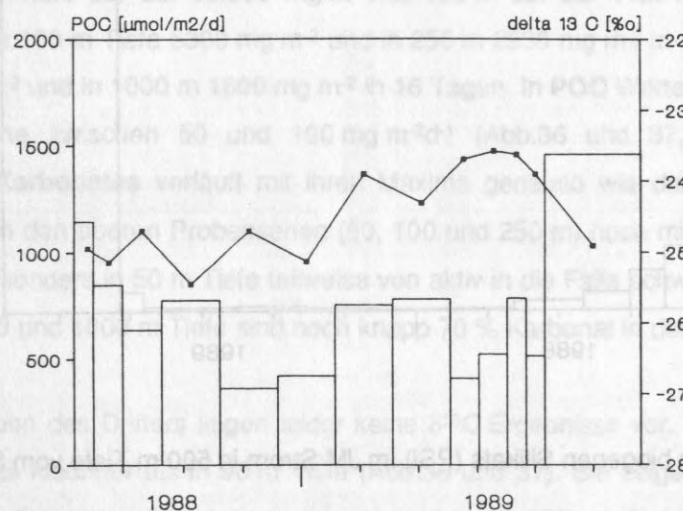


Abb.33 Fluß partikulären organischen Kohlenstoffs (POC, Balken) und $\delta^{13}\text{C}$ Werte (Linie) im JM Strom in 500 m Tiefe vom September 1988 bis zum Juni 1989.

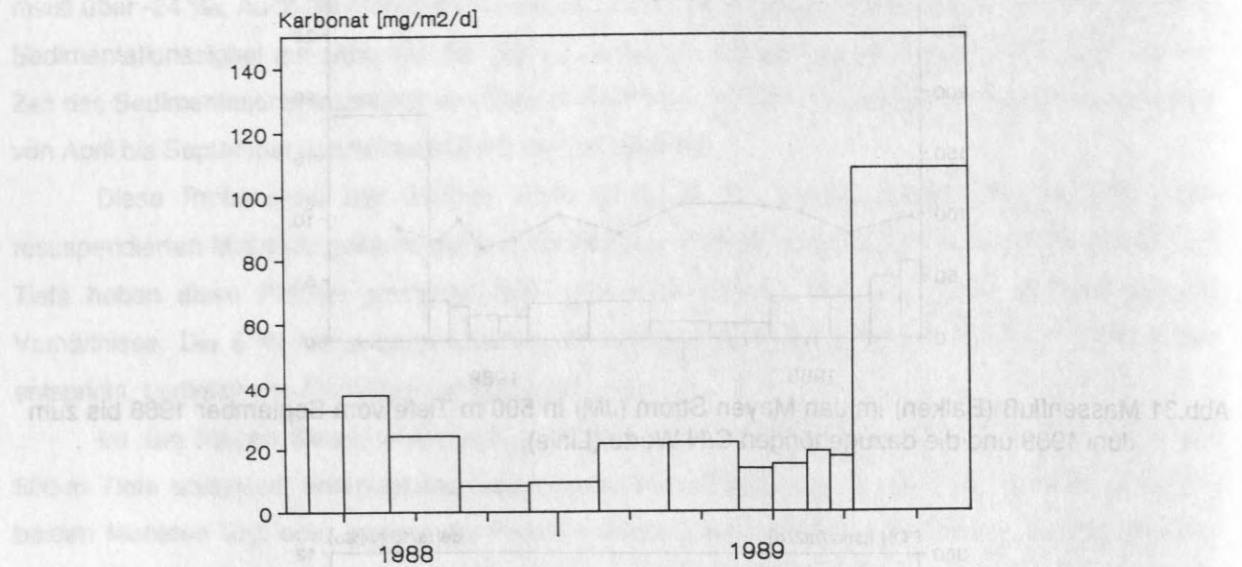


Abb.34 Karbonatsedimentation im JM Strom in 500 m Tiefe vom September 1988 bis zum Juni 1989.

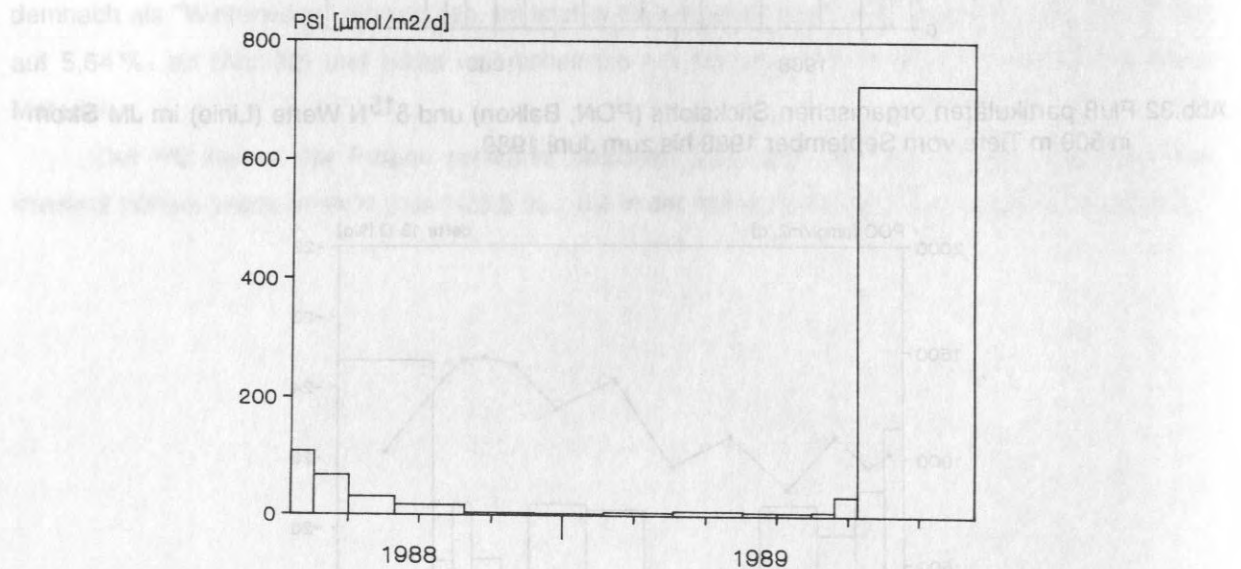


Abb.35 Fluß partikulären biogenen Silikats (PSi) im JM Strom in 500 m Tiefe vom September 1988 bis zum Juni 1989.

6.2. Driftstudie und Kurzzeitverankerung auf dem Vöringplateau

Vom 19. bis 29. August 1988 waren treibende Sinkstofffallen in 2 Tiefen, 50 und 100 m, ausgebracht worden. Eine Verankerung mit 4 Sinkstofffallen (100, 250, 500 und 1000 m) Tiefe stand für einen Zeitraum von 2 Wochen (14. - 30.8.) in etwa der Mitte der Driftstrecke.

Während dieses Zeitraumes lag die Temperatur der durchmischten Schicht, die bis ca. in 20 m Tiefe reichte, über 12°C, der Salzgehalt war unter $34,8 \times 10^{-3}$. Unterhalb der Thermokline sank die Temperatur kontinuierlich ab und erreichte ab 750 m negative Werte, der Salzgehalt stieg unterhalb der durchmischten Schicht auf über 35×10^{-3} , den typischen Atlantikwasserwerten, an.

Die **Nährsalzkonzentrationen** lagen meist bis in 20 m Tiefe an der Nachweisgrenze und stiegen dann bis in 60 m Tiefe auf 12 μMol Nitrat, 1,3 μMol Phosphat und über 4 μmol Silikat. In 20 m befand sich auch das **Chlorophyllmaximum** mit über 0,5 $\mu\text{g dm}^{-3}$, das hauptsächlich von Organismen der Größenfraktion <10 μm gestellt wurde. Die **C/N Verhältnisse** des partikulären Materials lagen in der durchmischten Schicht zwischen 6 und 9, darunter dann über 11. Die höchsten POC und PON Werte in der Wassersäule erreichten 30 bzw. 3,8 μMol an Station 493. Die **Primärproduktion** lag zwischen 26 und 45 $\text{mmol m}^{-2}\text{d}^{-1}$ (300-540 $\text{mg m}^{-2}\text{d}^{-1}$) für den Mittelwert aus jeweils 2 bis zur 1 % Lichttiefe integrierten Tageswerten (Abb.36a).

Die dominante **Zooplanktonart** in diesem Zeitraum in den oberen 100 m war der Pteropode *Limacina retroversa* mit ca. 350.000 pro m^2 Individuen, in 500 - 1000 m Tiefe war es *Calanus finmarchicus*, der über 40.000 Individuen pro m^2 in diesem Tiefenhorizont stellte. Gegen Ende der Driftstudie hatte die Anzahl der Pteropoden drastisch abgenommen, dafür waren carnivore Zooplankter hinzugekommen, in größeren Tiefen blieben Copepoden die dominanten Organismen (Noji 1989, Bathmann et al. 1991 im Druck).

Die beiden Treibefallen haben ihre höchsten Flußraten im Trockengewicht im Zeitraum vom 19. bis 23.8., das Maximum der PON Sedimentation liegt zwischen dem 21. und 23. August (Abb. 36b und c). Die verankerte Falle in 100 m Tiefe wird von dem höchsten Massenfluß erst am Ende der Untersuchung erreicht, ein kleiner Peak ist schon vom 16. - 18. in 100 m Tiefe und vom 18. - 20. in 250 m Tiefe zu sehen (Abb.37). Die Gesamtmenge (**Seston**), die während der 11 Tage sedimentiert, beläuft sich in 50 m Tiefe auf ca. 68.000 mg m^{-2} , in 100 m auf ca. 4100 mg m^{-2} (Drifter). In der Verankerung lagen in 100 m Tiefe 5300 mg m^{-2} und in 250 m 2930 mg m^{-2} in 14 Tagen vor, in 500 m waren es 2000 mg m^{-2} und in 1000 m 1600 mg m^{-2} in 16 Tagen. In **POC** Werten ausgedrückt ergeben sich im Drifter Werte zwischen 50 und 190 $\text{mg m}^{-2}\text{d}^{-1}$ (Abb.36 und 37, Anhang Tab.9). Die Sedimentation des **Karbonates** verläuft mit ihren Maxima genauso wie das Trockengewicht. Der Karbonatanteil liegt in den oberen Probenserien (50, 100 und 250 m) hoch mit meist über 70 - 80 %. Dieser Anteil wird besonders in 50 m Tiefe teilweise von aktiv in die Falle schwimmenden Pteropoden hervorgerufen. In 500 und 1000 m Tiefe sind noch knapp 70 % Karbonat in den Proben (Bathmann et al. 1991 im Druck).

Von den Proben des Drifters liegen leider keine $\delta^{13}\text{C}$ Ergebnisse vor. Die $\delta^{15}\text{N}$ Werte sind in 100 m im Mittel etwas niedriger als in 50 m Tiefe (Abb.36 und 37). Sie zeigen in 50 m Tiefe keinen Zusammenhang zur Gesamtsedimentation, scheinen aber in 100 m Tiefe niedrigere Werte bei höheren Sedimentationsraten zu haben. In der Kurzzeitverankerung in 100 m Tiefe ist ein

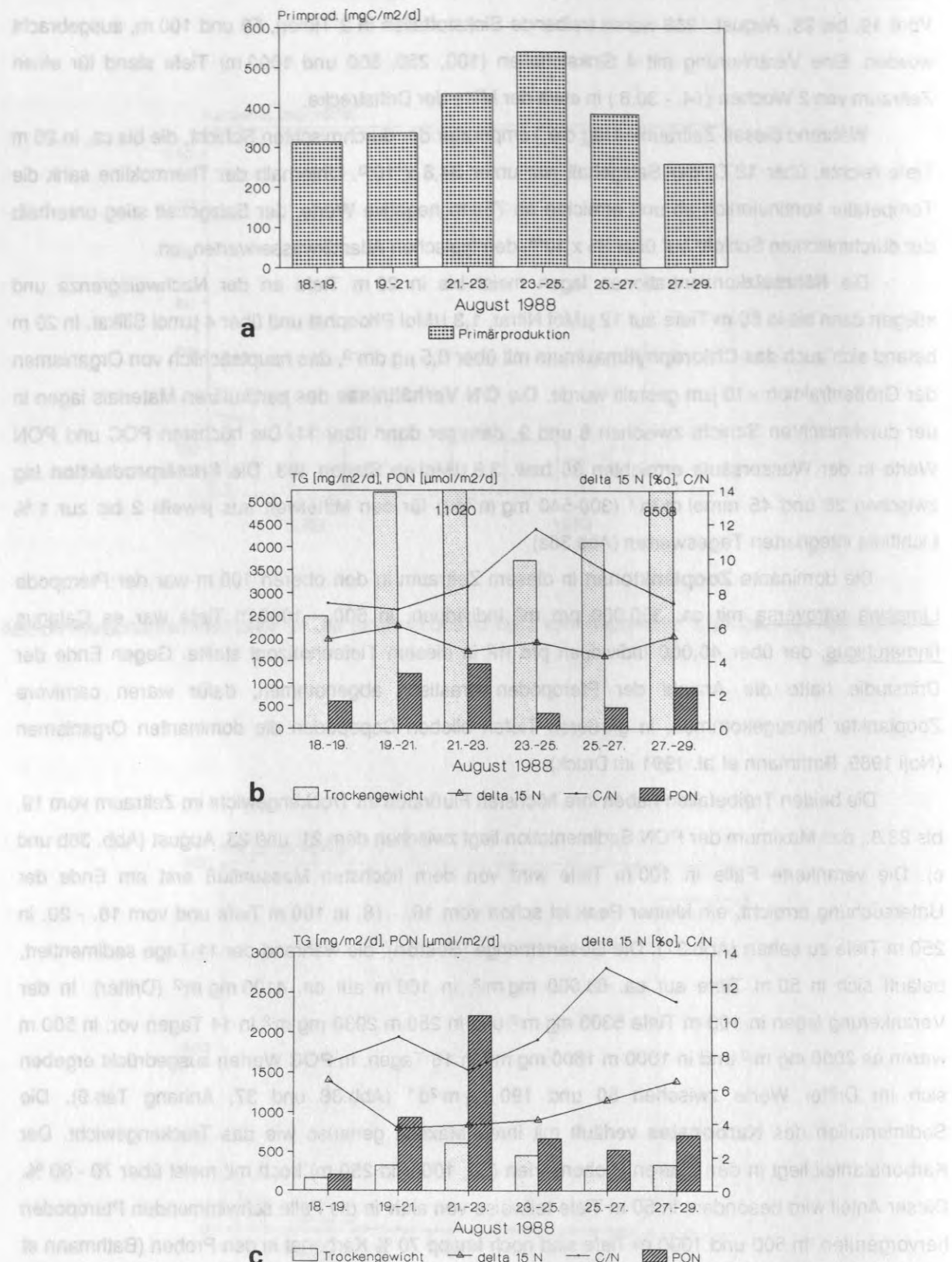


Abb.36 Primärproduktion und Sedimentation in 50 und 100 m Tiefe auf dem Vörlingplateau (VP) während des Driftexperimentes im August 1988. **a**) Integrierte Primärproduktionswerte bis zur 1% Lichttiefe gemittelt aus jeweils 2 Tageswerten. **b**) Massenfluß und Sedimentation partikulären organischen Stickstoffs (PON) sowie C/N und $\delta^{15}\text{N}$ Werte in 50 m Tiefe ($\delta^{13}\text{C}$ Werte sind nicht vorhanden). **c**) Massenfluß und Sedimentation partikulären organischen Stickstoffs (PON) sowie C/N und $\delta^{15}\text{N}$ Werte in 100 m Tiefe ($\delta^{13}\text{C}$ Werte sind nicht vorhanden). Zu beachten sind die unterschiedlichen y-Achsen in Abb. b und c.

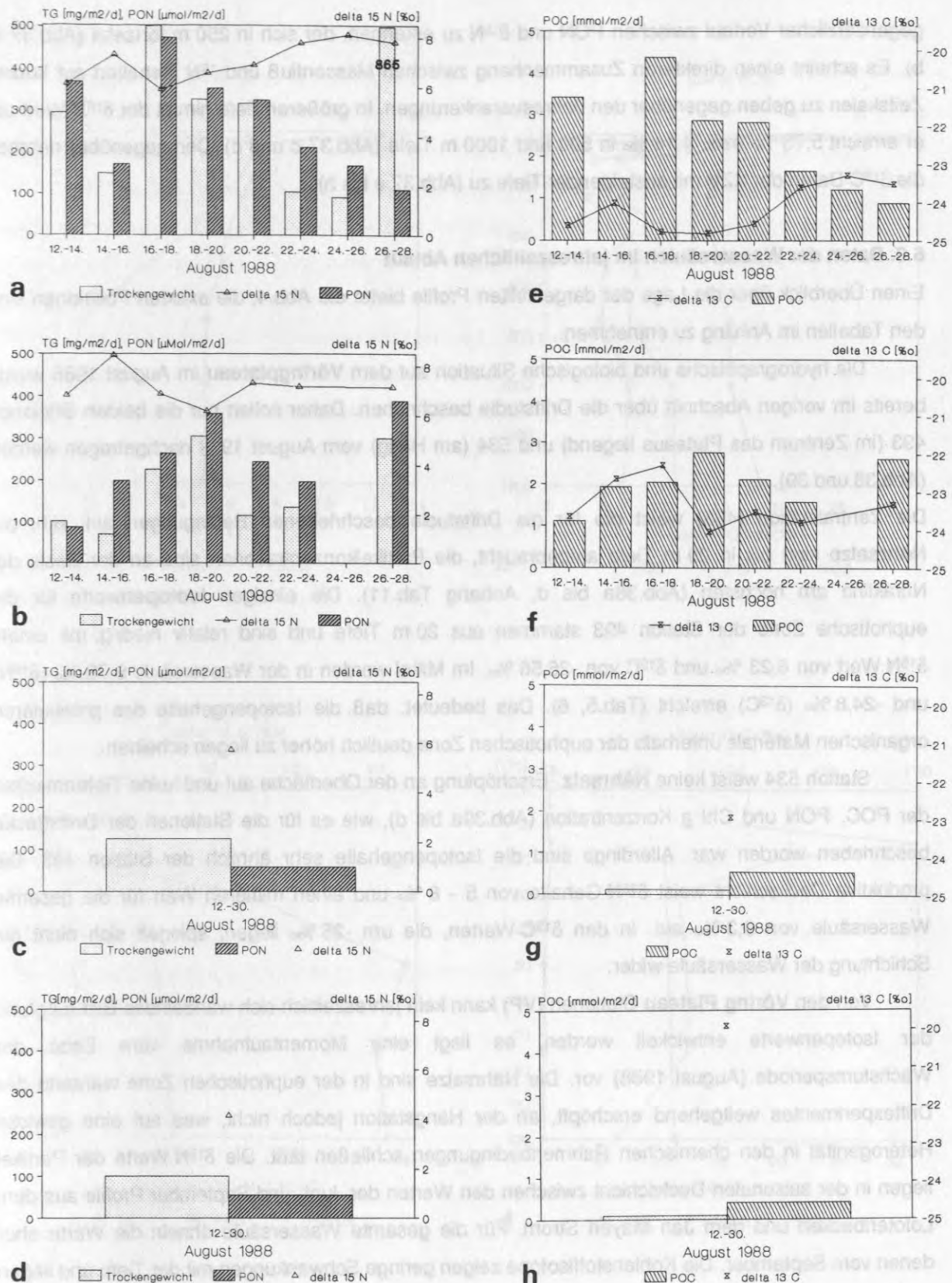


Abb.37 Sedimentation auf dem Vörlingplateau (VP) im August 1988 in 100, 250, 500 und 1000 m Tiefe. Daten der Kurzzeitverankerung (KZV). In 500 und 1000 m Tiefe wurden Monofallen eingesetzt. **a)** Massenfluß und PON Sedimentation und $\delta^{15}\text{N}$ Werte in 100 m Tiefe. **b)** Massenfluß und PON Sedimentation und $\delta^{15}\text{N}$ Werte in 250 m Tiefe. **c)** Massenfluß, PON Sedimentation und $\delta^{15}\text{N}$ Werte in 500 m Tiefe. **d)** Massenfluß und PON Sedimentation und $\delta^{15}\text{N}$ Werte in 1000 m Tiefe. **e)** POC Sedimentation und $\delta^{13}\text{C}$ Werte in 100 m Tiefe **f)** POC Sedimentation und $\delta^{13}\text{C}$ Werte in 250 m Tiefe **g)** POC Sedimentation und $\delta^{13}\text{C}$ Werte in 500 m Tiefe **h)** POC Sedimentation und $\delta^{13}\text{C}$ Werte in 1000 m Tiefe

gegensätzlicher Verlauf zwischen PON und $\delta^{15}\text{N}$ zu erkennen, der sich in 250 m fortsetzt (Abb.37 a, b). Es scheint einen direkteren Zusammenhang zwischen Massenfluß und ^{15}N Gehalten auf kurzen Zeitskalen zu geben gegenüber den Jahresverankerungen. In größerer Tiefe nimmt der $\delta^{15}\text{N}$ Wert ab, er erreicht 5,73 ‰ bzw. 4,14 ‰ in 500 und 1000 m Tiefe (Abb.37 c und d). Demgegenüber nehmen die $\delta^{13}\text{C}$ Daten der KZV mit ansteigender Tiefe zu (Abb.37 e bis h).

6.3. Daten der Wassersäulen im jahreszeitlichen Ablauf

Einen Überblick über die Lage der dargestellten Profile bietet die Abb.4, die exakten Positionen sind den Tabellen im Anhang zu entnehmen.

Die hydrographische und biologische Situation auf dem **Vöringplateau** im August 1988 wurde bereits im vorigen Abschnitt über die Driftstudie beschrieben. Daher sollen nur die beiden Stationen 493 (im Zentrum des Plateaus liegend) und 534 (am Hang) vom August 1988 nachgetragen werden (Abb.38 und 39).

Die Zentralstation (493) weist die für die Driftstudie beschriebenen Bedingungen auf, d.h. die **Nährsalze** sind bis in 20 m Tiefe aufgebraucht, die Partikelkonzentrationen sind an der Basis der Nitrakline am höchsten (Abb.38a bis d, Anhang Tab.11). Die einzigen **Isotopenwerte** für die euphotische Zone der Station 493 stammen aus 20 m Tiefe und sind relativ niedrig mit einem $\delta^{15}\text{N}$ Wert von 6,23 ‰ und $\delta^{13}\text{C}$ von -26,56 ‰. Im Mittel werden in der Wassersäule 9,78 ‰ ($\delta^{15}\text{N}$) und -24,8 ‰ ($\delta^{13}\text{C}$) erreicht (Tab.5, 6). Das bedeutet, daß die Isotopengehalte des partikulären organischen Materials unterhalb der euphotischen Zone deutlich höher zu liegen scheinen.

Station 534 weist keine **Nährsalz**-Erschöpfung an der Oberfläche auf und keine Tiefenmaxima der POC, PON und Chl *a* Konzentration (Abb.39a bis d), wie es für die Stationen der Driftstrecke beschrieben worden war. Allerdings sind die Isotopengehalte sehr ähnlich der Station 493. Die produktive Deckschicht weist $\delta^{15}\text{N}$ Gehalte von 5 - 8 ‰ und einen mittleren Wert für die gesamte Wassersäule von 9,3 ‰ auf. In den $\delta^{13}\text{C}$ Werten, die um -25 ‰ liegen, spiegelt sich nicht die Schichtung der Wassersäule wider.

Von den **Vöring Plateau** Stationen (VP) kann kein jahreszeitlich sich wandelndes Bild aufgrund der Isotopenwerte entwickelt werden, es liegt eine Momentaufnahme vom Ende der Wachstumsperiode (August 1988) vor. Die Nährsalze sind in der euphotischen Zone während des Driftexperimentes weitgehend erschöpft, an der Hangstation jedoch nicht, was auf eine gewisse Heterogenität in den chemischen Rahmenbedingungen schließen läßt. Die $\delta^{15}\text{N}$ Werte der Partikel liegen in der saisonalen Deckschicht zwischen den Werten der Juni- und September Profile aus dem Lofotenbecken und dem Jan Mayen Strom. Für die gesamte Wassersäule ähneln die Werte eher denen vom September. Die Kohlenstoffisotope zeigen geringe Schwankungen mit der Tiefe und liegen mit ihren mittleren Werten um -25 ‰ für die gesamte Wassersäule genau im Bereich aller übrigen untersuchten Stationen. Aus früheren Untersuchungen ist bekannt, daß eine rasche Biomasseakkumulation im Frühjahr nicht stattfindet, da saisonal wandernde Copepoden bereits im Mai die Deckschicht bevölkern und durch ihre Freßaktivität die Akkumulation von Phytoplankton verhindern. Dadurch wird das Wachstum kleiner Flagellaten begünstigt (Noji 1989, Peinert et al. 1989).

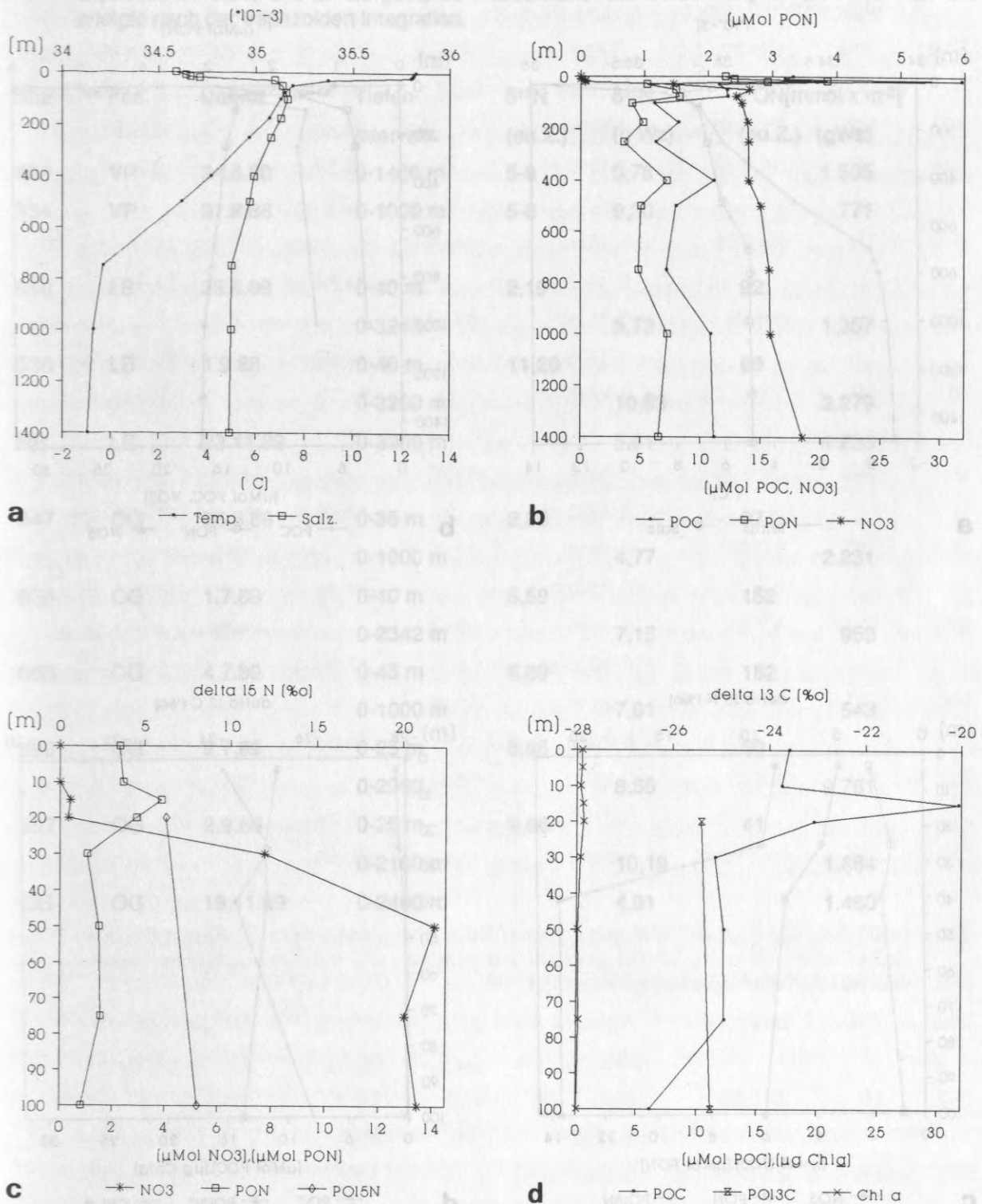


Abb.38 Station 493 (24.8.1988) auf dem Vörlingplateau (VP) **a)** Temperatur- und Salzgehaltsprofil bis in 1400 m Tiefe. **b)** Konzentrationen partikulären organischen Kohlenstoffs (POC) und Stickstoffs (PON) und von Nitrat bis in 1400 m Tiefe. **c)** Nitrat- und PON- Konzentrationen und $\delta^{15}\text{N}$ Werte im PON in den oberen 100 m. **d)** POC- und Chlorophyll α Konzentrationen und $\delta^{13}\text{C}$ Werte im POC in den oberen 100 m.

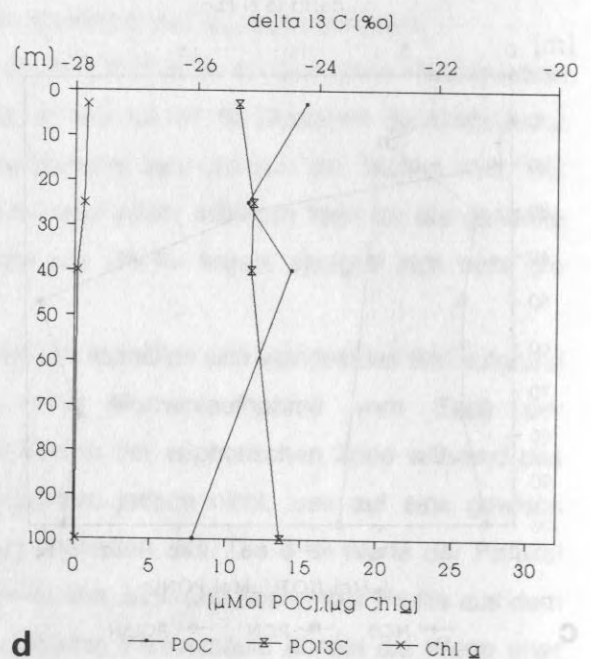
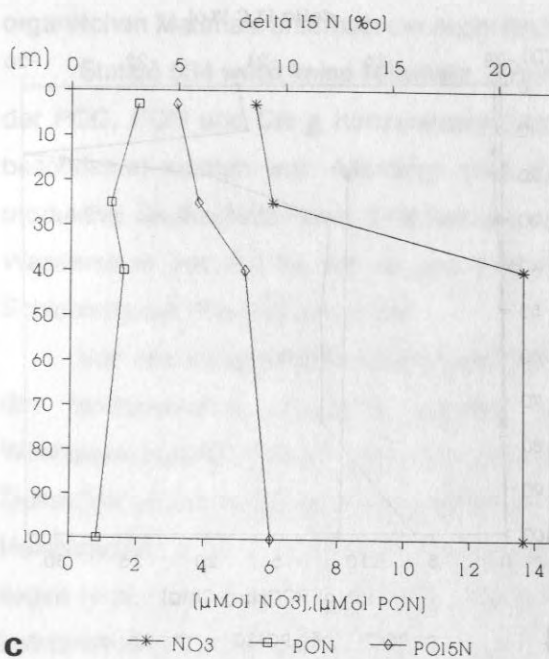
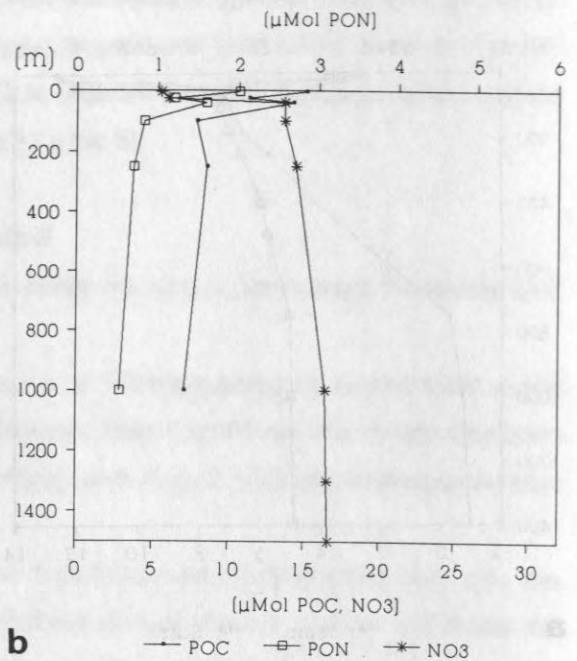
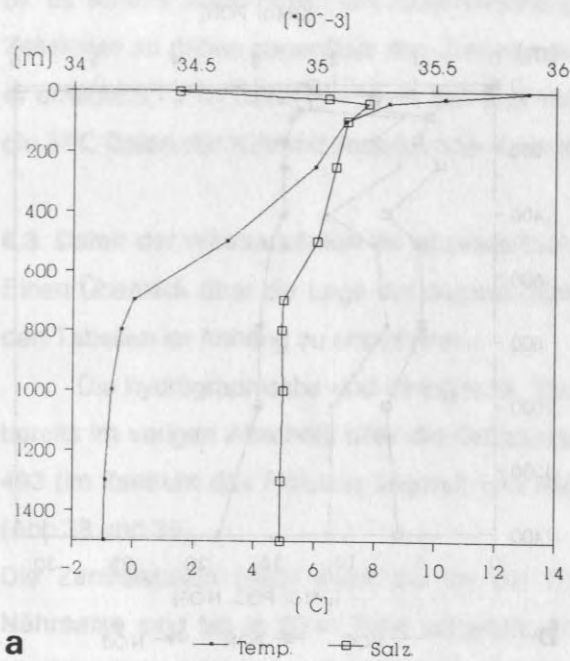


Abb.39 Station 534 (31.8.1988) auf dem Vörlingplateau (VP) **a**) Temperatur- und Salzgehaltsprofil bis in 1400 m Tiefe. **b**) Konzentrationen partikulären organischen Kohlenstoffs (POC) und Stickstoffs (PON) und von Nitrat bis in 1000 bzw. 1400 m Tiefe. **c**) Nitrat- und PON-Konzentrationen und $\delta^{15}\text{N}$ Werte im PON in den oberen 100 m. **d**) POC- und Chlorophyll *a* Konzentrationen und $\delta^{13}\text{C}$ Werte im POC in den oberen 100 m.

Tab.5 Nach der PON Konzentration gewichtete $\delta^{15}\text{N}$ Werte sowie die PON Konzentrationen in der euphotischen Zone und für die gesamte Wassersäule. Die Berechnung für die Tiefenintervalle erfolgte nach der trapezoiden Integration.

Stat.	Pos.	Datum	Tiefen- intervall	$\delta^{15}\text{N}$ (eu.Z.)	$\delta^{15}\text{N}$ (g Ws)	PON[mmol x m ⁻²] (eu.Z.) (gWs)
493	VP	24.8.88	0-1400 m	5,8	9,78	1.565
534	VP	31.8.88	0-1000 m	5,8	9,30	771
640	LB	23.6.89	0-40 m	2,19		92
			0-3242		5,72	1.357
536	LB	1.9.88	0-40 m	11,20		69
			0-3200 m		10,53	2.279
NB	LB	23.11.89	0-3200 m		5,91	1.236
647	OG	26.6.89	0-35 m	2,85		97
			0-1000 m		4,77	2.231
658	OG	1.7.89	0-40 m	5,59		152
			0-2342 m		7,15	959
663	OG	4.7.89	0-45 m	6,89		152
			0-1000 m		7,01	543
690	OG	9.7.89	0-25 m	5,95		50
			0-2960		8,55	9.761
537	OG	2.9.89	0-25 m	9,66		41
			0-2180 m		10,19	1.664
OG	OG	19.11.89	0-2400 m		4,91	1.460

Tab.6 Nach der POC Konzentration gewichtete $\delta^{13}\text{C}$ Werte sowie die POC Konzentrationen in der euphotischen Zone und für die gesamte Wassersäule. Die Berechnung für die Tiefenintervalle erfolgte nach der trapezoiden Integration.

Stat.	Pos.	Datum	Tiefen- intervall	$\delta^{13}\text{C}$ (eu.Z.)	$\delta^{13}\text{C}$ (g.Ws.)	POC[mmol x m ⁻²] (eu.Z.)(g.Ws.)
493	VP	24.8.88	0-1400 m		-24,80	12.825
534	VP	31.8.88	0-1000 m		-25,07	8.802
640	LB	23.6.89	0-40 m	-24,65		737
			0-3242		-24,84	17.849
536	LB	1.9.88	0-40 m	-25,64		533
			0-3200		-24,97	19.872
NB	LB	23.11.89	0-3200 m		-26,74	15.092
647	OG	26.6.89	0-35 m	-23,75		662
			0-1000 m		-24,88	17.969
658	OG	1.7.89	0-40 m	-22,85		849
			0-2342 m		-24,89	11.245
663	OG	4.7.89	0-45 m	-23,62		926
			0-1000 m		-25,20	5.429
690	OG	9.7.89	0-25 m	-22,20		408
			0-2960		-25,01	11.830
537	OG	2.9.89	0-25 m	-26,32		340
			0-2180 m		-25,34	16.730
OG	OG	19.11.89	0-2400 m		-26,46	19.427

Tab.7 Nach der NO_3 Konzentration gewichtete $\delta^{15}\text{NO}_3$ Werte sowie die NO_3 Konzentrationen in der euphotischen Zone und für die gesamte Wassersäule. Die Berechnung für die Tiefenintervalle erfolgte nach der trapezoiden Integration.

Stat.	Pos.	Datum	Tiefen- intervall	$\delta^{15}\text{NO}_3$ (eu.Z.)	$\delta^{15}\text{NO}_3$ (g.Ws.)	NO_3 [mmol x m ⁻²] (eu.Z.)(g.Ws.)
640	LB	23.6.89	0-40 m	6,19		265
			0-3242		3,57	44.600
NB	LB	23.11.89	0-3200 m		5,27	39.500
630	OG	20.6.89	0-1000 m		5,58	12.327
647	OG	26.6.89	0-35 m	13,92		124
			0-1000 m		4,32	11.710
658	OG	1.7.89	0-40 m	9,63		164
			0-2342 m		5,00	31.390
OG	OG	19.11.89	0-2400 m		6,44	28.100

Vom **Lofotenbecken** (LB) liegen 3 Wassersäulenprofile aus 3 Jahreszeiten vor, vom Juni 1989, September 1988 und November 1989. Sie werden in der folgenden Darstellung so geordnet, daß sich eine jahreszeitlich richtige Reihenfolge ergibt, obwohl die Probennahme in 2 verschiedenen Jahren stattfand.

Der saisonale Verlauf an der LB und der VP Station ist vermutlich sehr ähnlich, da die hydrographischen Bedingungen abgesehen von einem zeitweisen Einfluß des Norwegischen Küstenstromes auf dem VP fast identisch sind. Im **Juni 1989** ist die euphotische Zone im NB über 7°C erwärmt. Die Wassersäule kühlt zwischen 100 und 500 m langsam, danach sehr rasch auf -0,2°C in 1000 m ab, darunter bleibt die Temperatur dann konstant (Abb.40a). Der Salzgehalt schwankt bis 500 m Tiefe um $35,08 \times 10^{-3}$, hat dort eine leichte Sprungschicht und bleibt bis zum Boden ebenfalls konstant mit $34,9 \times 10^{-3}$. Alle **Nährsalze** sind im Juni bis zur 0,1 % Lichttiefe (40 m) noch reichlich vorhanden mit über 5 µMol Nitrat, 0,4 µMol Phosphat und 3,5 µMol Silikat (Abb.40c, Anhang Tab.12). Der Isotopengehalt im Nitrat hat einen mittleren Wert von 6,19 ‰ bei durchschnittlich 6,63 µMol in der euphotischen Zone (Tab.7). Unterhalb sind es 13,84 µMol mit deutlich weniger ^{15}N (ca. 3,57 ‰).

Die Produktions- und **Chlorophyllmaxima** erstrecken sich von der Oberfläche bis in 19 m Tiefe (Abb.40 d). Die **Primärproduktion** beträgt maximal $5,3 \mu\text{mol dm}^{-3} \text{ d}^{-1}$ (64 µg), der Chlorophyllgehalt liegt bei $2,5 \mu\text{g dm}^{-3}$. Die POC- und PON- Werte sind bis in 14 m Tiefe erhöht (25 - 29 µMol POC, 3,5 - 4,2 µMol PON), unterhalb der produktiven Schicht sind es 5 bzw. 0,5 µMol POC und PON (Abb.40b, d, Anhang Tab.12). Diese Schichtungsverhältnisse bilden sich auch in den **C/N** Verhältnissen ab. In der Deckschicht steigen sie von 6,7 in 3 m Tiefe bis 9,8 in 40 m Tiefe, unterhalb der euphotischen Zone sind sie jedoch deutlich höher (11-12). Die ^{15}N **Gehalte** der Partikel sind bis in 40 m Tiefe sehr niedrig (2,19 ‰), für die gesamte Wassersäule errechnet sich ein Wert von 5,27 ‰ (Tab.5). Die $\delta^{13}\text{C}$ Werte zeigen bis 20 m Tiefe um ca. 2‰ leichtere Werte an als darunter. Die gewichteten Mittelwerte für die euphotische Zone und die gesamte Wassersäule sind nahezu identisch mit $\delta^{13}\text{C}$ von -24,65 ‰ bzw. -24,84 ‰ (Tab.7).

Vom 1. **September 1988** liegt das zweite Profil vor (Abb.41). Die Oberflächentemperatur ist auf über 9°C angestiegen, ansonsten ist der Verlauf des T/S Profiles identisch (Abb.41a). Die **Nährsalze** in der euphotischen Zone sind deutlich geringer, Nitrat ist an der Oberfläche auf 2 µMol gesunken, erreicht an der Basis der durchmischten Schicht jedoch Winterwerte (Abb.41c). Silikat und Phosphat sind auf ca. ein Fünftel der Winterwerte gesunken (Anhang Tab.11).

Das Maximum der **Primärproduktion** liegt nach wie vor an der Oberfläche, jedoch niedriger als im Juni mit nur $1,7 \mu\text{mol dm}^{-3} \text{ d}^{-1}$ (20 µg), die **Chlorophyll a** Konzentration ist bis 30 m Tiefe gleichmäßig hoch und liegt bei ca. $0,5 \mu\text{g dm}^{-3}$. Die **PON-** Gehalte der gesamten Wassersäule haben sich erhöht, von knapp 1400 auf über 2200 mmol m⁻², während die **POC** Gehalte fast konstant geblieben sind (18.000-20.000 mmol m⁻², Tab.5 und 6). POC erreicht Konzentrationen von 16,4 µMol, PON von 1,9 µMol an der Basis der euphotischen Zone, dies ist weniger als im Juni 1989. Die $\delta^{15}\text{N}$ Werte sind in der gesamten Wassersäule sehr hoch und betragen im Mittel 11 ‰. Die ^{13}C -Gehalte fallen gemeinsam mit der Chl **a** und POC- Konzentration unterhalb der Deckschicht drastisch ab. Die euphotische Zone hat im gewichteten Mittel $\delta^{13}\text{C}$ Werte von -25,64 ‰, darunter sind es -25,14 ‰ (Tab.6).

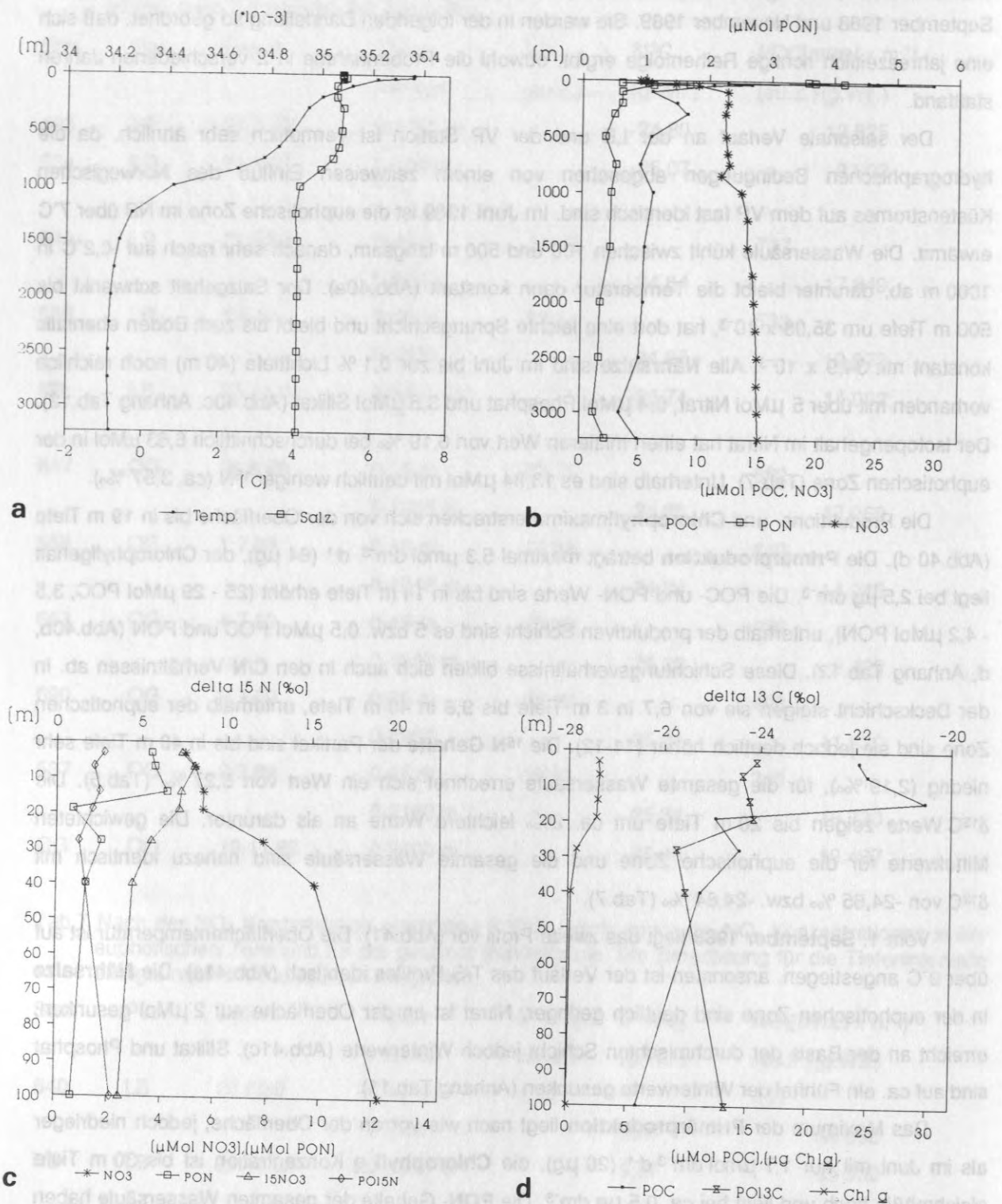
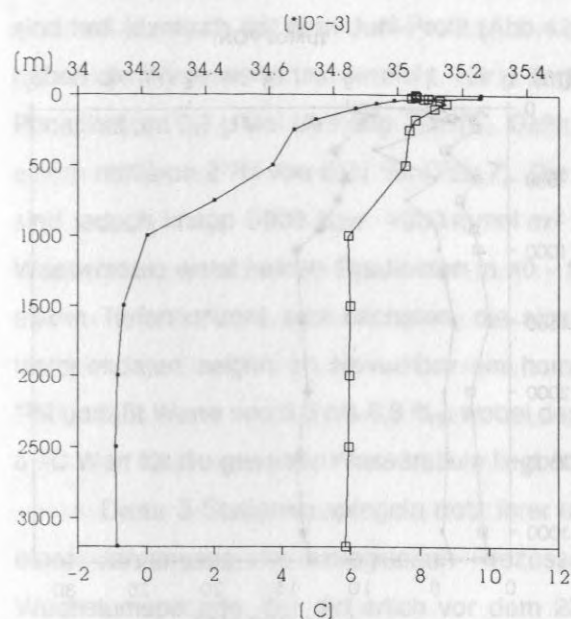
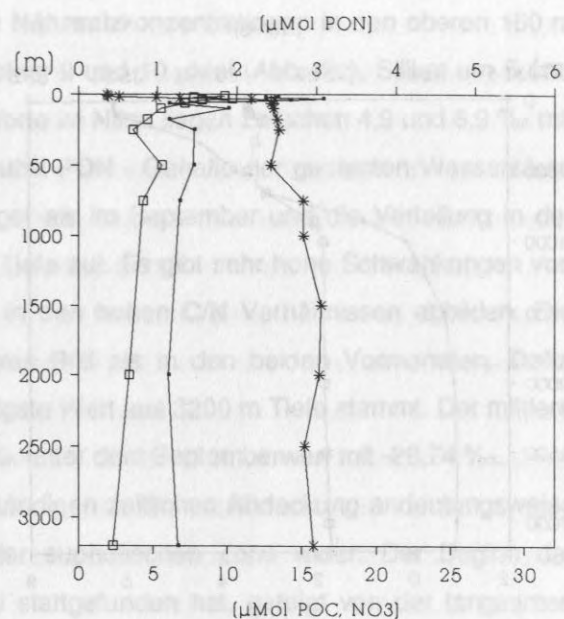


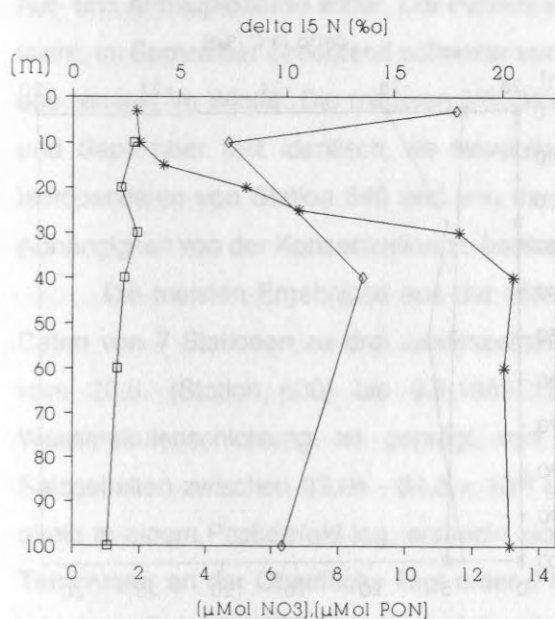
Abb.40 Station 640 (23.6.1989) im Lofotenbecken (LB) **a**) Temperatur- und Salzgehaltsprofil bis in 3242 m Tiefe. **b**) Konzentrationen partikulären organischen Kohlenstoffs (POC) und Stickstoffs (PON) und von Nitrat bis in 3242 m Tiefe. **c**) Nitrat- und PON- Konzentrationen, $\delta^{15}\text{N}$ Werte im PON und im Nitrat in den oberen 100 m. **d**) POC- und Chlorophyll *a* Konzentrationen und $\delta^{13}\text{C}$ Werte im POC in den oberen 100 m.



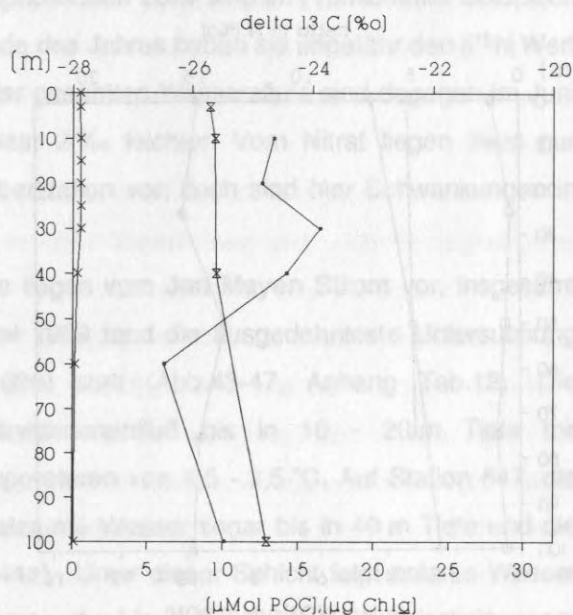
a —•— Temp. —□— Salz.



b —•— POC —□— PON —*— NO3



c —*— NO3 —□— PON —◇— $\delta^{15}\text{N}$



d —•— POC —□— POI3C —*— Chl a

Abb.41 Station 536 (1.9.1988) im Lofotenbecken (LB) **a)** Temperatur- und Salzgehaltsprofil bis in 3200 m Tiefe. **b)** Konzentrationen partikulären organischen Kohlenstoffs (POC) und Stickstoffs (PON) und von Nitrat bis in 3200 m Tiefe. **c)** Nitrat- und PON- Konzentrationen und $\delta^{15}\text{N}$ Werte im PON in den oberen 100 m. **d)** POC- und Chlorophyll *a* Konzentrationen und $\delta^{13}\text{C}$ Werte im POC in den oberen 100 m.

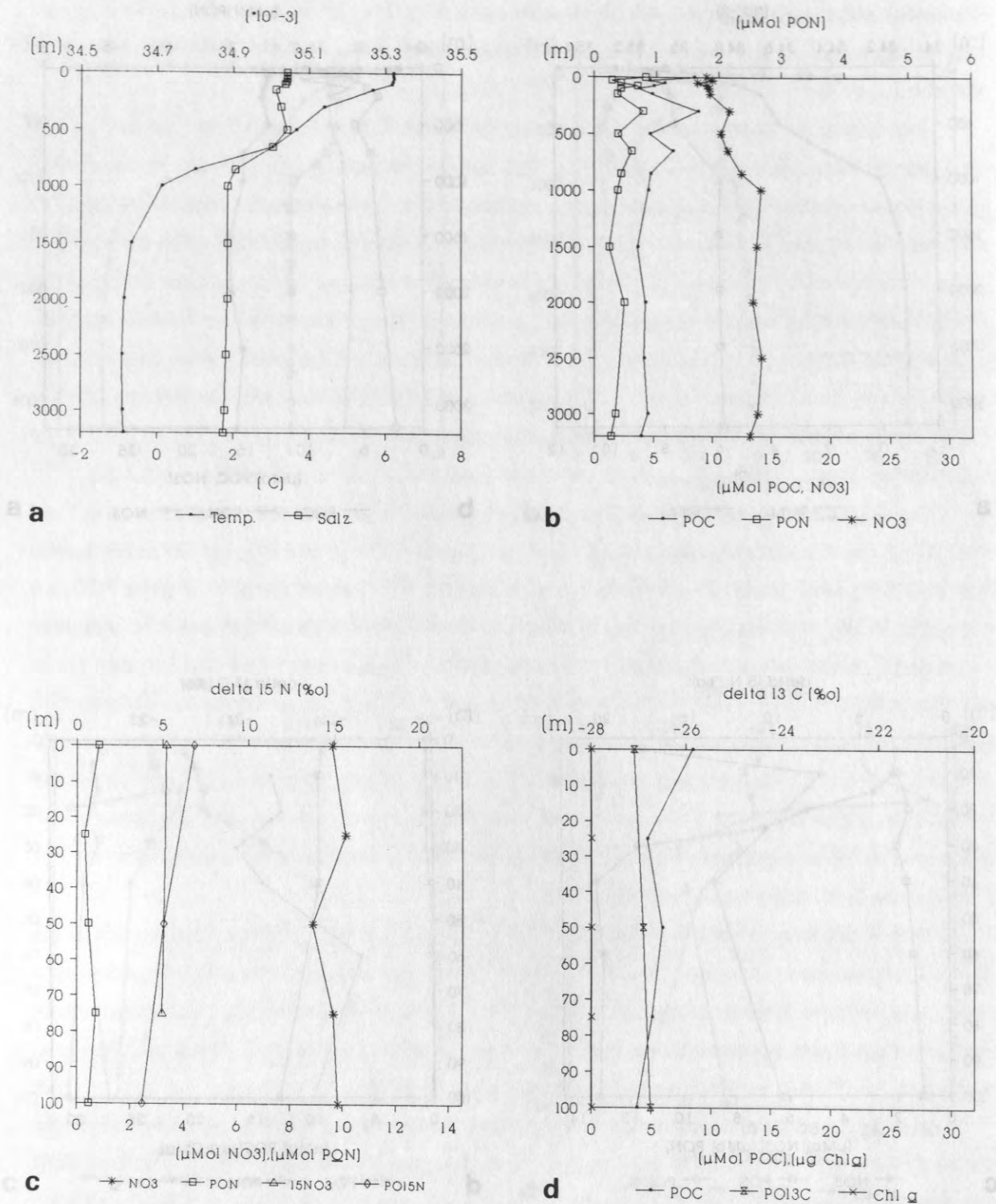


Abb.42 Station NB (23.11 1989) im Lofotenbecken (LB) **a**) Temperatur- und Salzgehaltsprofil bis in 3200 m Tiefe. **b**) Konzentrationen partikulären organischen Kohlenstoffs (POC) und Stickstoffs (PON) und von Nitrat bis in 3200 m Tiefe. **c**) Nitrat- und PON-Konzentrationen und $\delta^{15}\text{N}$ Werte im PON und Nitrat in den oberen 100 m. **d**) POC- und Chlorophyll *a* Konzentrationen und $\delta^{13}\text{C}$ Werte im POC in den oberen 100 m.

Aus dem **November 1989** stammt das dritte Lofotenbeckenprofil. Temperatur und Salzgehalt sind fast identisch mit dem Juni-Profil (Abb.42a), die **Nährsalzkonzentrationen** in den oberen 150 m haben die Winterwerte fast erreicht, Nitrat liegt zwischen 9 und 10 μMol (Abb.42c), Silikat um 5 und Phosphat um 0,7 μMol (Anhang Tab.13). Delta ^{15}N Werte im Nitrat liegen zwischen 4,9 und 6,9 ‰ mit einem mittleren $\delta^{15}\text{N}$ von 5,27 ‰ (Tab.7). Die **POC und PON** - Gehalte der gesamten Wassersäule sind jedoch knapp 5000 bzw. 1000 mmol m^{-2} niedriger als im September und die Verteilung in der Wassersäule weist keinen Gradienten in 40 - 100 m Tiefe auf. Es gibt sehr hohe Schwankungen von einem Tiefenhorizont zum nächsten, die sich auch in den hohen **C/N** Verhältnissen abbilden. Die Isotopendaten zeigen im November ein homogeneres Bild als in den beiden Vormonaten. **Delta ^{15}N** umfaßt Werte von 3,3 bis 6,8 ‰, wobei der niedrigste Wert aus 3200 m Tiefe stammt. Der mittlere $\delta^{13}\text{C}$ Wert für die gesamte Wassersäule liegt über 1 ‰ unter dem Septemberwert mit -26,74 ‰.

Diese 3 Stationen spiegeln trotz ihrer unvollständigen zeitlichen Abdeckung andeutungsweise einen Jahresgang der biologischen Prozesse in der euphotischen Zone wider. Der Beginn der Wachstumsperiode, der sicherlich vor dem 23. Juni stattgefunden hat, gefolgt von der langsamen Abnahme der Nährsalze, die im September wahrscheinlich abgeschlossen ist, wo jedoch mehr Biomasse in der gesamten Wassersäule akkumuliert ist als im Juni, und die "Wiederherstellung" der Nährstoffkonzentrationen zum Ende des Jahres charakterisieren die Rahmenbedingungen dieses Jahresganges. In den Daten der stabilen Isotope, insbesondere den $\delta^{15}\text{N}$ Daten spiegeln sich diese Auf- und Abbauprozesse wider. Die Partikel in der euphotischen Zone sind im Frühsommer isotopisch leicht, im September bedeutend schwerer und am Ende des Jahres haben sie ungefähr den $\delta^{15}\text{N}$ Wert des Nitrates im Winter. Die mittleren $\delta^{13}\text{C}$ Werte in der gesamten Wassersäule sind dagegen im Juni und September fast identisch, im November um fast 2 ‰ leichter. Vom Nitrat liegen zwar nur Isotopendaten von Station 640 und von der Novemberstation vor, doch sind hier Schwankungen in Abhängigkeit von der Konzentration zu beobachten.

Die meisten Ergebnisse aus der Wassersäule liegen vom **Jan Mayen Strom** vor, insgesamt Daten von 7 Stationen zu drei Jahreszeiten. Im **Juni 1989** fand die ausgedehnteste Untersuchung vom 20.6. (Station 630) bis 9.7.1989 (Station 690) statt (Abb.43-47, Anhang Tab.12). Die Wassersäulenschichtung ist geprägt von Schmelzwassereinfluß bis in 10 - 20 m Tiefe mit Salzgehalten zwischen $33,04 - 34,3 \times 10^{-3}$ und Temperaturen von 1,5 - 2,5 °C. Auf Station 647, die direkt in einem Packeisfeld lag, erstreckt sich das salzarme Wasser sogar bis in 40 m Tiefe und die Temperatur an der Oberfläche liegt unter 0°C (Abb.44a). Unter dieser Schicht folgt polares Wasser mit einem Salzgehalt bis zu $34,9 \times 10^{-3}$ und einer Temperatur bis -1,3°C. Arktisches Zwischenwasser erstreckt sich von 100 bis 300 m Tiefe unterhalb dem polaren Wasser. Darunter bis zum Meeresboden folgt grönländisches Tiefenwasser, das durch Salzgehalte um $34,9 \times 10^{-3}$ und Temperaturen bis -1,3°C gekennzeichnet ist.

Bis 40 - 50 m Tiefe ist das Wasser mit Sauerstoff übersättigt, auf Station 663 sogar bis in 100 m Tiefe. Unter der produktiven Schicht fällt der Sauerstoffgehalt zunächst stark und dann verlangsamt bis zum Meeresboden hin ab, das Nitratprofil verhält sich gegenläufig mit einem Minimum in der euphotischen Zone und einem starken Anstieg darunter. Die Konzentration von **Nitrat** ist im Juni noch nicht erschöpft und es sind ca. 2 - 3 μMol in den oberen 30 m vorhanden. Station 690 weist

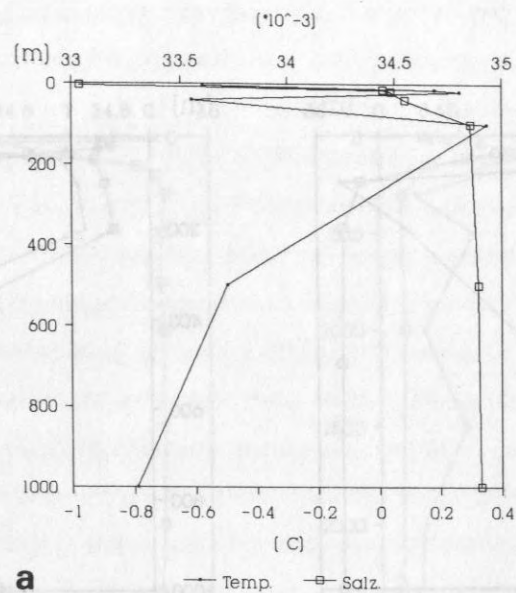
Station Anfang Juli eine Nitraterschöpfung in den oberen 10 Metern auf, dafür jedoch fast 7 μMol Nitrat in 25 m Tiefe. Ammonium ist nur an der Basis der euphotischen Zone mit höchstens 0,7 μMol nachzuweisen, während Phosphat in der Deckschicht auf ca. 0,3 μMol gesunken ist. Die Silikatverteilung weist die höchste Variabilität auf. Station 630 und 647 weisen noch über 4 μMol Silikat auf, die übrigen Profile zeigen Werte bis unter 1 μMol . Erst ab 100 m Tiefe ist ein steiler Gradient der Silikatkonzentration zu erkennen.

Interessant sind die $\delta^{15}\text{N}$ - **Nitrat**profile, die trotz vergleichbarer Nährsalzbedingungen deutliche Unterschiede im Isotopengehalt haben. Station 630 hat relativ konstante Werte von 5 bis 1000 m Tiefe (Abb.43). Die anderen Stationen zeigen hohe Schwankungen innerhalb der euphotischen Zone. Station 647 (im Packeis) weist 2 extreme Maxima in 20 und 30 m Tiefe auf (Abb.44c), was zu einem mittleren ^{15}N Gehalt von 13,92 ‰ führt. Einen sehr hohen Wert von 14,4 ‰ in 14 m Tiefe weist auch Station 658 auf (Abb.45c), obwohl der Nitratgehalt in dieser Tiefe kein Minimum hat. Im Mittel sind an dieser Station 9,63 ‰ $^{15}\text{NO}_3$ in der Deckschicht, der mittlere $\delta^{15}\text{N}$ Wert der ganzen Wassersäule liegt bei 5,00 ‰ (Tab.7).

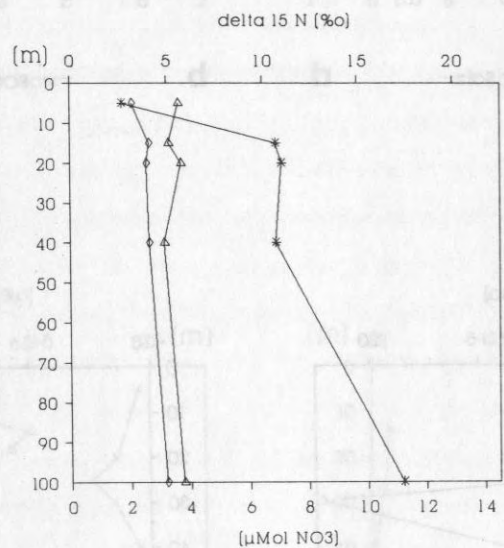
Besonders an den **Chlorophyll**, **Primärproduktions**-, **POC**- und **PON**-Daten treten individuelle Unterschiede der Stationen hervor. Das Chlorophyllmaximum liegt immer dicht unterhalb oder direkt an der Oberfläche, hat jedoch unterschiedliche absolute Werte von 1,8 - 5,1 $\mu\text{g dm}^{-3}$. Die Primärproduktion wurde zwar während des gesamten Untersuchungszeitraumes gemessen, jedoch nur an Station 658 gleichzeitig mit der Probennahme für die Isotopenmessungen. Das Produktionsmaximum lag mit 10,6 $\text{mgC m}^{-3}\text{d}^{-1}$ in 9 m Tiefe. Die POC und PON Konzentrationen waren im Bereich des Chlorophyll \bar{a} Maximums am höchsten mit maximalen Werten von 30 bzw. 6 μMol .

Die **Isotopengehalte im PON** scheinen während der Driftstudie in der euphotischen Zone anzusteigen (Tab.5). Die gewichteten mittleren Werte steigen von 2,85 (St.647), 5,59 (St.658) auf 6,89 ‰ (St.663) an, und liegen auf Station 690 wieder niedriger. (An dieser Station waren die Nitrat Konzentrationen bereits bis in 25 m erschöpft.) Die $\delta^{15}\text{N}$ Werte aus der Deckschicht sind nicht mit den PON Konzentrationen korrelierbar, haben jedoch einen signifikanten negativen Zusammenhang mit den Nitratkonzentrationen (Abb.55). Man kann auf fast allen Stationen einen leichten Anstieg im $\delta^{15}\text{N}$ in der Nitrakline beobachten. Auch unterhalb der euphotischen Zone scheint es einen Anstieg in den Isotopenwerten zu geben. Die gewichteten Mittelwerte steigen innerhalb dieser 4 Stationen von 4,77 auf 8,55 ‰ an.

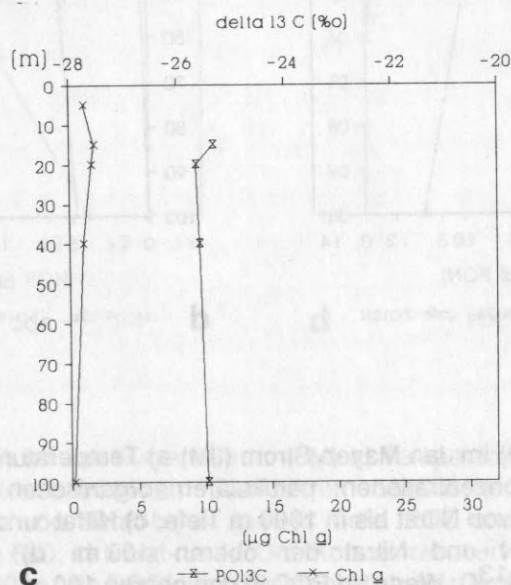
Die $\delta^{13}\text{C}$ Werte schwanken in den oberen 15 - 20 m. Sie nehmen darunter im Bereich abfallender die POC und Chl \bar{a} Konzentrationen ebenfalls ab. Die euphotische Zone läßt sich dadurch isotopisch von dem darunterliegenden Wasserkörper abgrenzen (s. Abb. 53). Im gewichteten Mittel werden oberhalb von 40 m während der Driftstudie Werte zwischen -22,2 und -23,75 ‰ erreicht, darunter liegen die Werte unter -24,88 ‰. Zur Temperatur haben die $\delta^{13}\text{C}$ Werte der euphotischen Zone dieser Stationen einen signifikanten negativen Zusammenhang (Abb.52). Derselbe Zusammenhang kann für das VP und LB nicht hergestellt werden. Dort war das Wasser deutlich wärmer, die $\delta^{13}\text{C}$ Werte aber niedriger.



a



b



c

Abb.43 Station 630 (20.6.1989) im Jan Mayen Strom (JM) **a)** Temperatur- und Salzgehaltsprofil bis in 1000 m Tiefe. **b)** Nitratkonzentrationen und $\delta^{15}\text{N}$ Werte im PON und Nitrat in den oberen 100 m. **c)** Chlorophyll *a* Konzentrationen und $\delta^{13}\text{C}$ Werte im POC in den oberen 100 m.

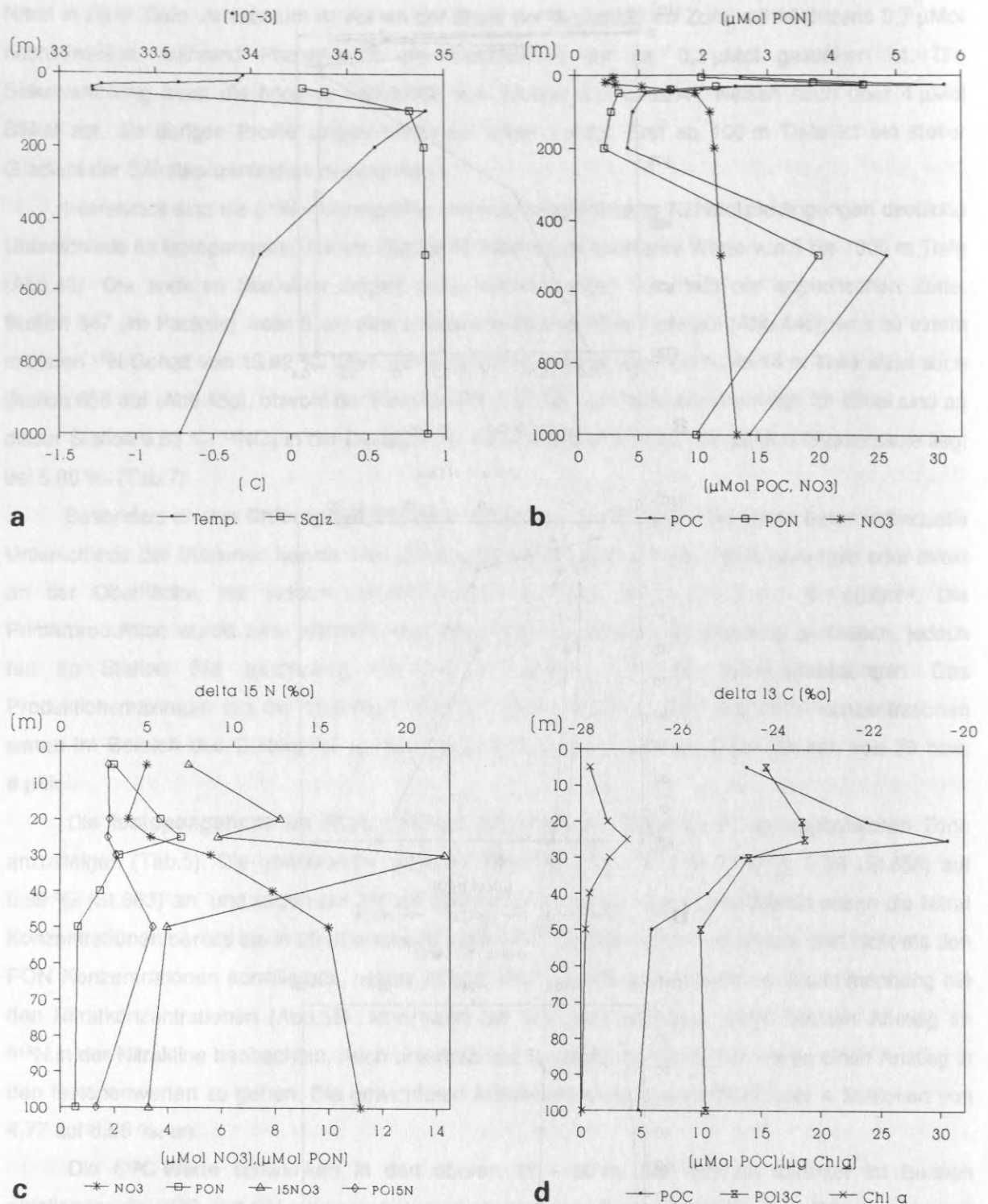
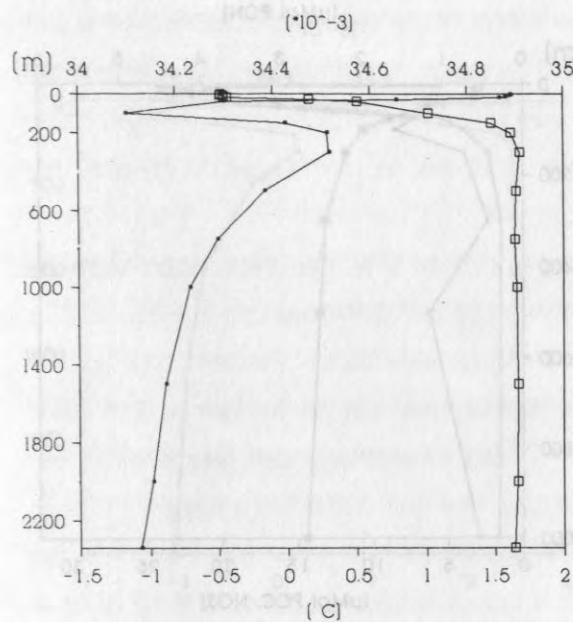
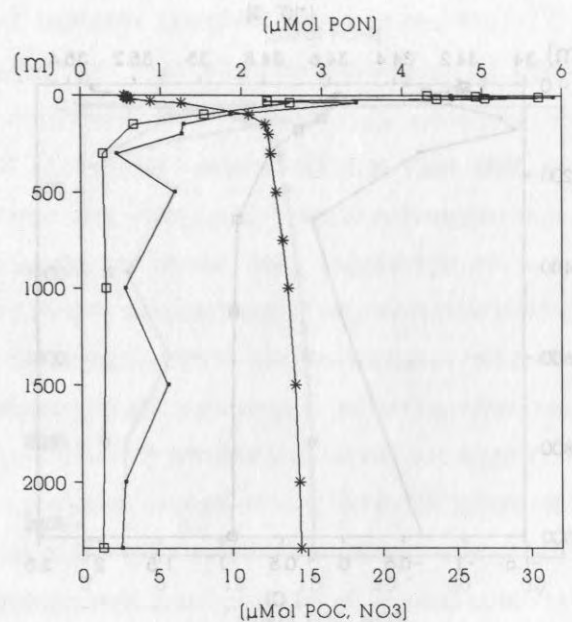


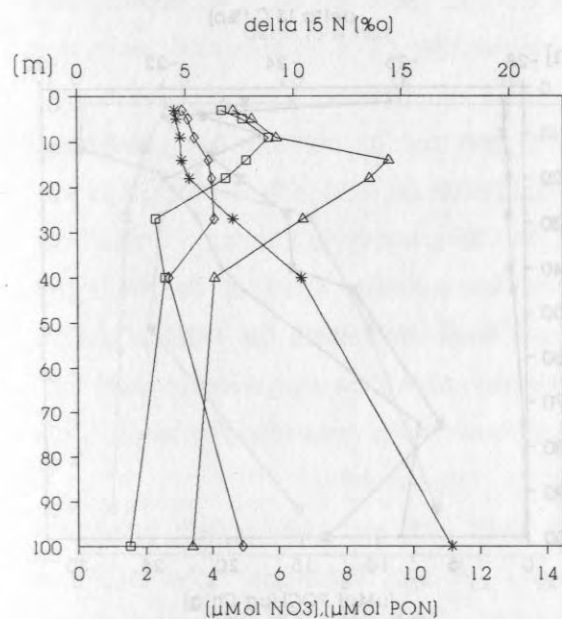
Abb.44 Station 647 (26.6.1989) im Jan Mayen Strom (JM) **a**) Temperatur- und Salzgehaltsprofil bis in 1000 m Tiefe. **b**) Konzentrationen partikulären organischen Kohlenstoffs (POC) und Stickstoffs (PON) und von Nitrat bis in 1000 m Tiefe. **c**) Nitrat- und PON- Konzentrationen und $\delta^{15}\text{N}$ Werte im PON und Nitrat der oberen 100 m. **d**) POC- und Chlorophyll *a* Konzentrationen und $\delta^{13}\text{C}$ Werte im POC in den oberen 100 m.



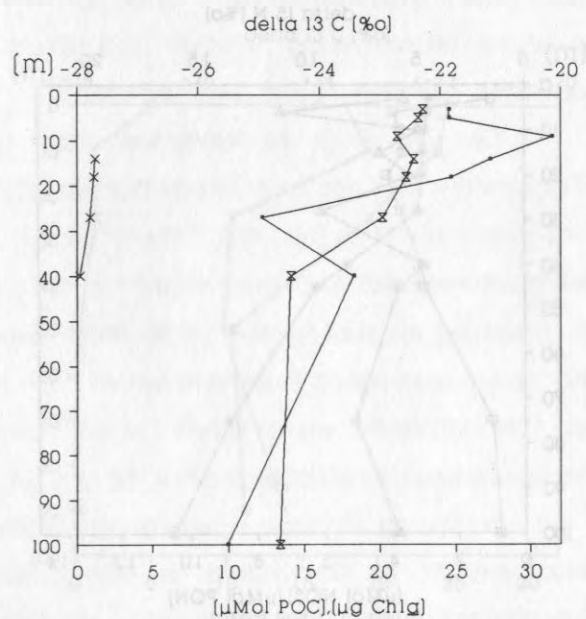
a — Temp. — Salz.



b — POC — PON — NO3



c — NO3 — PON — $\delta^{15}\text{N}$ NO3 — $\delta^{15}\text{N}$ PON



d — POC — POI3C — Chl a

Abb.45 Station 658 (1.7.1989) im Jan Mayen Strom (JM) **a**) Temperatur- und Salzgehaltsprofil bis in 2342 m Tiefe. **b**) Konzentrationen partikulären organischen Kohlenstoffs (POC) und Stickstoffs (PON) und von Nitrat bis in 2342 m Tiefe. POC und PON Werte ab 150 m Tiefe stammen von Station 690. **c**) Nitrat- und PON- Konzentrationen und $\delta^{15}\text{N}$ Werte im PON und Nitrat der oberen 100 m. **d**) POC- und Chlorophyll a Konzentrationen und $\delta^{13}\text{C}$ Werte im POC in den oberen 100 m.

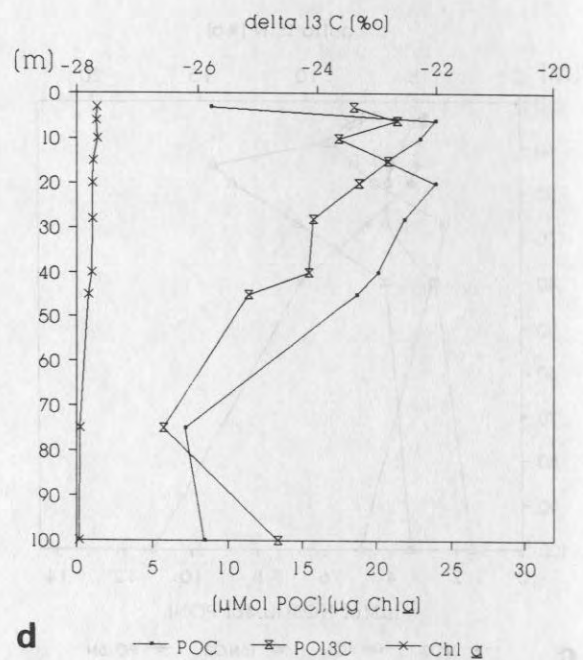
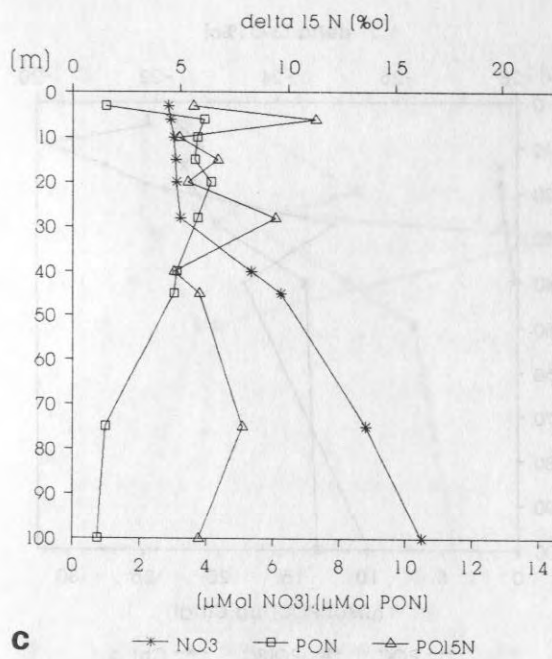
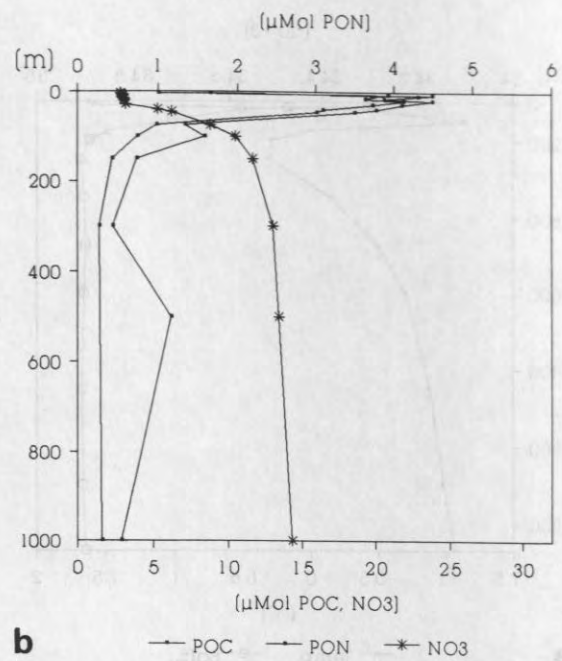
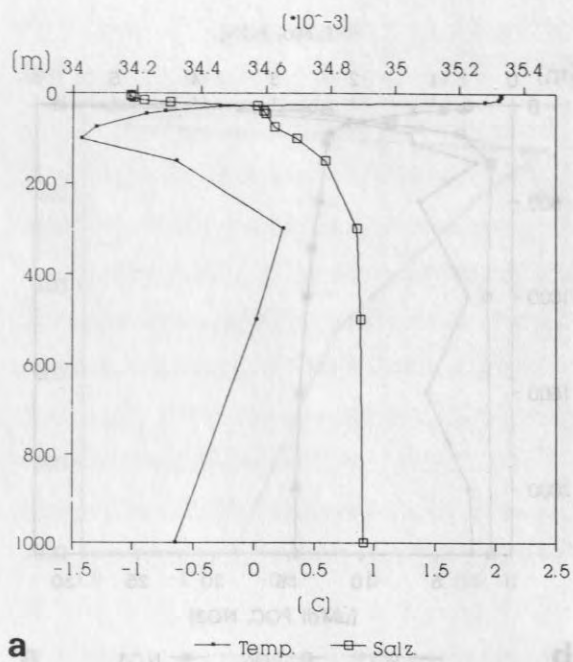


Abb.46 Station 663 (4.7.1989) im Jan Mayen Strom (JM) **a)** Temperatur- und Salzgehaltsprofil bis in 1000 m Tiefe. **b)** Konzentrationen partikulären organischen Kohlenstoffs (POC) und Stickstoffs (PON) und von Nitrat bis in 1000 m Tiefe. POC, PON und NO₃ Werte ab 300 m Tiefe stammen von Station 690. **c)** Nitrat- und PON- Konzentrationen und $\delta^{15}\text{N}$ Werte im PON in den oberen 100 m. **d)** POC- und Chlorophyll a Konzentrationen und $\delta^{13}\text{C}$ Werte im POC in den oberen 100 m.

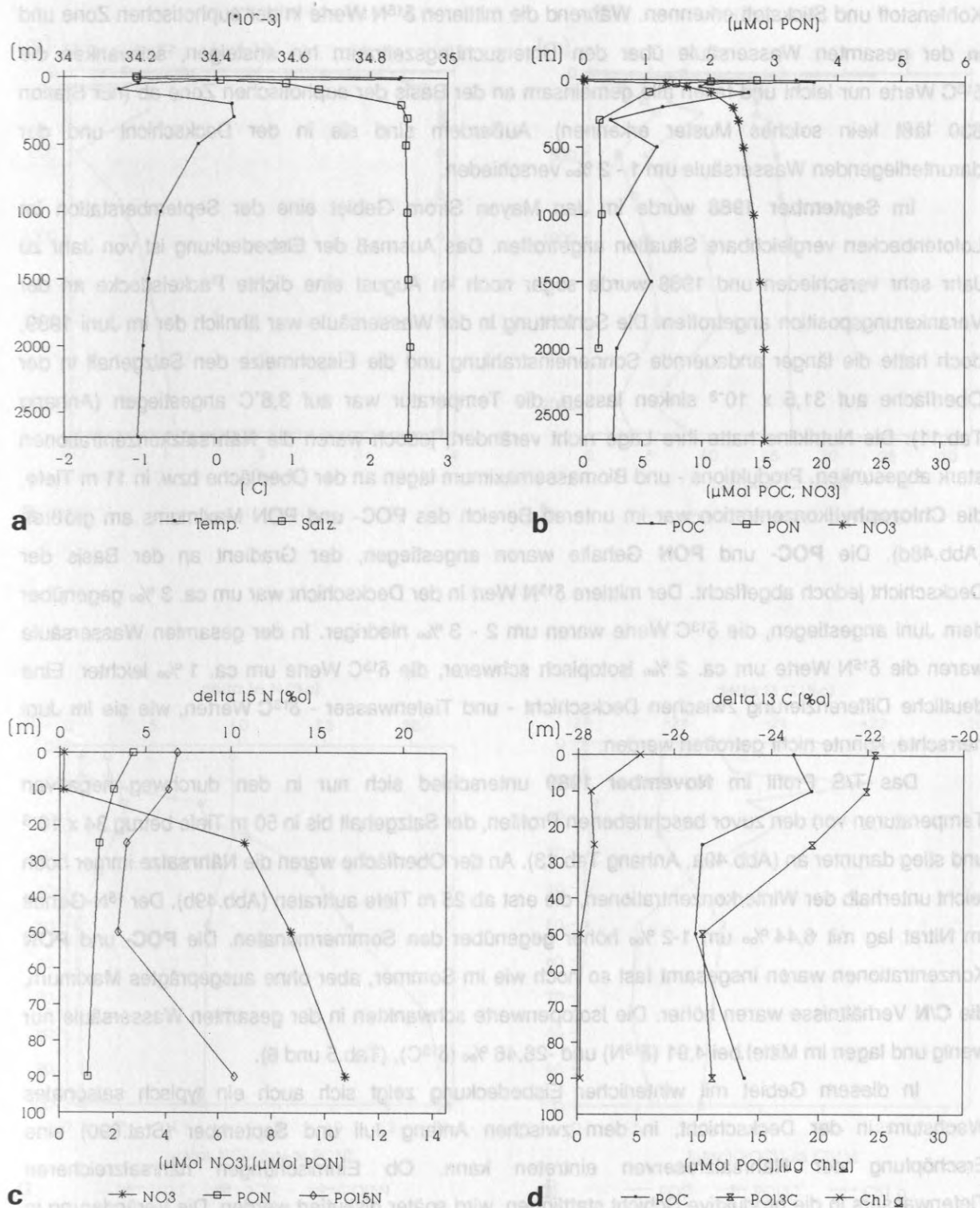


Abb.47 Station 690 (9.7.1989) im Jan Mayen Strom (JM) **a**) Temperatur- und Salzgehaltsprofil bis in 2690 m Tiefe. **b**) Konzentrationen partikulären organischen Kohlenstoffs (POC) und Stickstoffs (PON) und von Nitrat bis in 2690 m Tiefe. **c**) Nitrat- und PON- Konzentrationen und $\delta^{15}\text{N}$ Werte im PON in den oberen 100 m. **d**) POC- und Chlorophyll *a* Konzentrationen und $\delta^{13}\text{C}$ Werte im POC in den oberen 100 m.

Die Isotopenwerte der partikulären organischen Substanz lassen deutliche Unterschiede im Kohlenstoff und Stickstoff erkennen. Während die mittleren $\delta^{15}\text{N}$ Werte in der euphotischen Zone und in der gesamten Wassersäule über den Untersuchungszeitraum hin ansteigen, schwanken die $\delta^{13}\text{C}$ Werte nur leicht und fallen alle gemeinsam an der Basis der euphotischen Zone ab (nur Station 630 läßt kein solches Muster erkennen). Außerdem sind sie in der Deckschicht und der darunterliegenden Wassersäule um 1 - 2 ‰ verschieden.

Im **September 1988** wurde im Jan Mayen Strom Gebiet eine der Septemberstation im Lofotenbecken vergleichbare Situation angetroffen. Das Ausmaß der Eisbedeckung ist von Jahr zu Jahr sehr verschieden und 1988 wurde sogar noch im August eine dichte Packeisdecke an der Verankerungsposition angetroffen. Die Schichtung in der Wassersäule war ähnlich der im Juni 1989, doch hatte die länger andauernde Sonneneinstrahlung und die Eisschmelze den Salzgehalt in der Oberfläche auf $31,5 \times 10^{-3}$ sinken lassen, die Temperatur war auf $3,8^\circ\text{C}$ angestiegen (Anhang Tab.11). Die Nutrikline hatte ihre Lage nicht verändert, jedoch waren die **Nährsalz**konzentrationen stark abgesunken. Produktions - und Biomassemaximum lagen an der Oberfläche bzw. in 11 m Tiefe, die **Chlorophyll**konzentration war im unteren Bereich des POC- und PON Maximums am größten (Abb.48d). Die **POC**- und **PON** Gehalte waren angestiegen, der Gradient an der Basis der Deckschicht jedoch abgeflacht. Der mittlere $\delta^{15}\text{N}$ Wert in der Deckschicht war um ca. 3 ‰ gegenüber dem Juni angestiegen, die $\delta^{13}\text{C}$ Werte waren um 2 - 3 ‰ niedriger. In der gesamten Wassersäule waren die $\delta^{15}\text{N}$ Werte um ca. 2 ‰ isotopisch schwerer, die $\delta^{13}\text{C}$ Werte um ca. 1 ‰ leichter. Eine deutliche Differenzierung zwischen Deckschicht - und Tiefenwasser - $\delta^{13}\text{C}$ Werten, wie sie im Juni herrschte, konnte nicht getroffen werden.

Das T/S Profil im **November 1989** unterschied sich nur in den durchweg negativen Temperaturen von den zuvor beschriebenen Profilen, der Salzgehalt bis in 50 m Tiefe betrug 34×10^{-3} und stieg darunter an (Abb.49a, Anhang Tab.13). An der Oberfläche waren die **Nährsalze** immer noch leicht unterhalb der Winterkonzentrationen, die erst ab 25 m Tiefe auftraten (Abb.49b). Der ^{15}N -Gehalt im Nitrat lag mit 6,44 ‰ um 1-2 ‰ höher gegenüber den Sommermonaten. Die **POC**- und **PON** Konzentrationen waren insgesamt fast so hoch wie im Sommer, aber ohne ausgeprägtes Maximum, die **C/N** Verhältnisse waren höher. Die Isotopenwerte schwankten in der gesamten Wassersäule nur wenig und lagen im Mittel bei 4,91 ($\delta^{15}\text{N}$) und -26,46 ‰ ($\delta^{13}\text{C}$), (Tab.5 und 6).

In diesem Gebiet mit winterlicher Eisbedeckung zeigt sich auch ein typisch saisonales Wachstum in der Deckschicht, in dem zwischen Anfang Juli und September (Stat.690) eine Erschöpfung der Nährsalzreserven eintreten kann. Ob Einmischungen nährsalzreicheren Tiefenwassers in die produktive Schicht stattfinden, wird später diskutiert werden. Die Veränderung in den $\delta^{15}\text{N}$ Isotopenwerten der Partikel verläuft ähnlich wie im NB und es gibt sowohl einen Zusammenhang zu den Nitrat Konzentrationen als auch einen Anstieg der $\delta^{15}\text{N}$ Werte vom Juni zum September. Im November werden niedrigere Werte gemessen. Die $\delta^{13}\text{C}$ Daten sind in der euphotischen Zone im Sommer deutlich schwerer als im Lofotenbecken, im September und November sind sie 2-4 ‰ leichter und damit ebenso niedrig wie im Lofotenbecken (Tab.6).

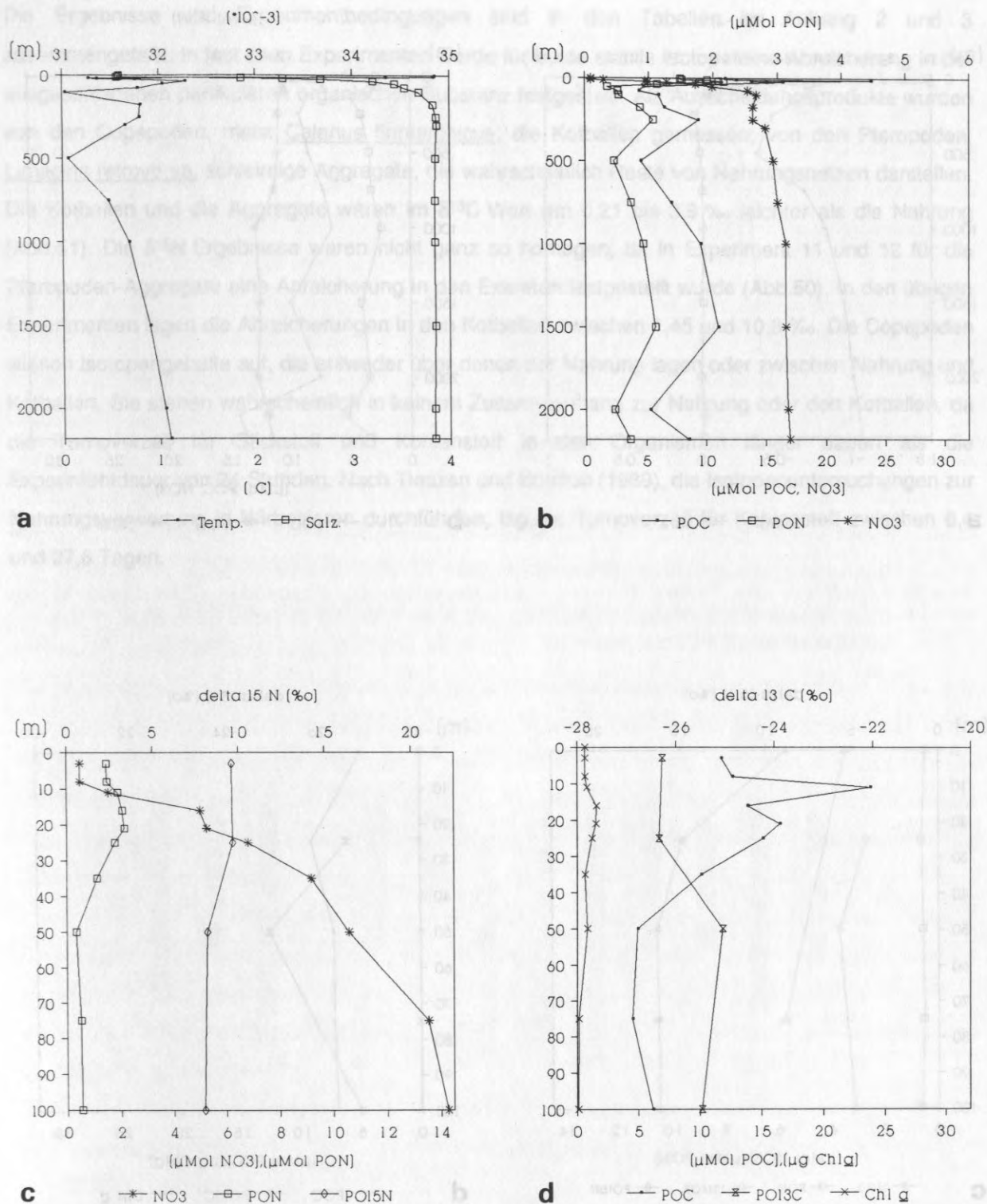


Abb.48 Station 537 (2.9.1988) im Jan Mayen Strom (JM) **a**) Temperatur- und Salzgehaltsprofil bis in 2180 m Tiefe. **b**) Konzentrationen partikulären organischen Kohlenstoffs (POC) und Stickstoffs (PON) und von Nitrat bis in 2180 m Tiefe. **c**) Nitrat- und PON- Konzentrationen und $\delta^{15}\text{N}$ Werte im PON in den oberen 100 m. **d**) POC- und Chlorophyll a Konzentrationen und $\delta^{13}\text{C}$ Werte im POC in den oberen 100 m.

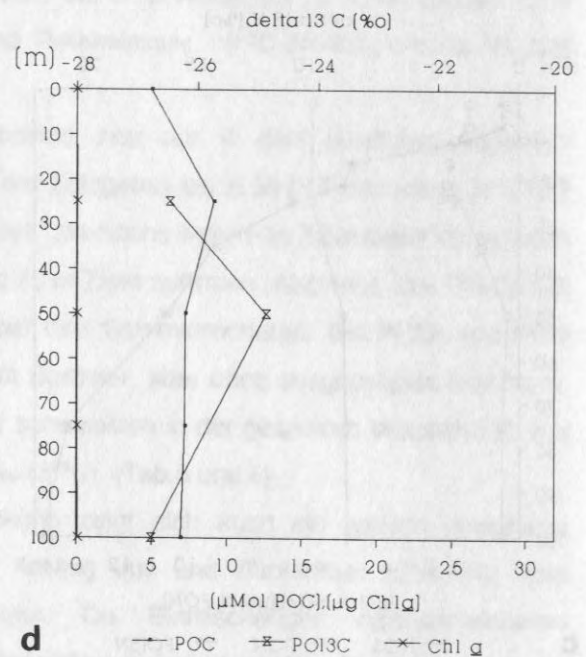
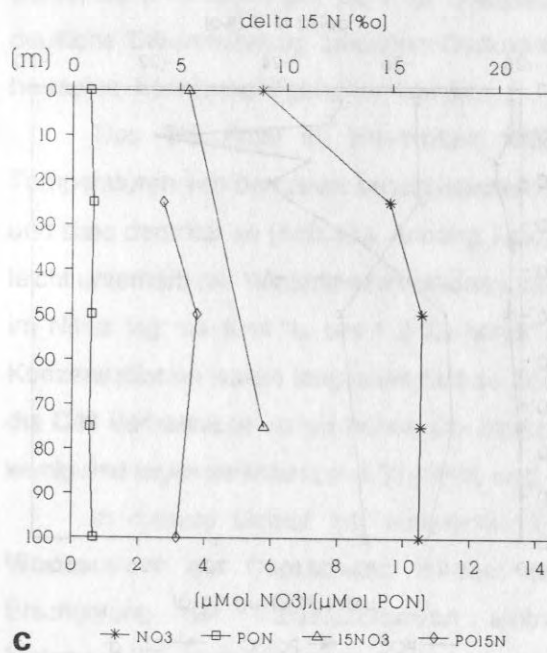
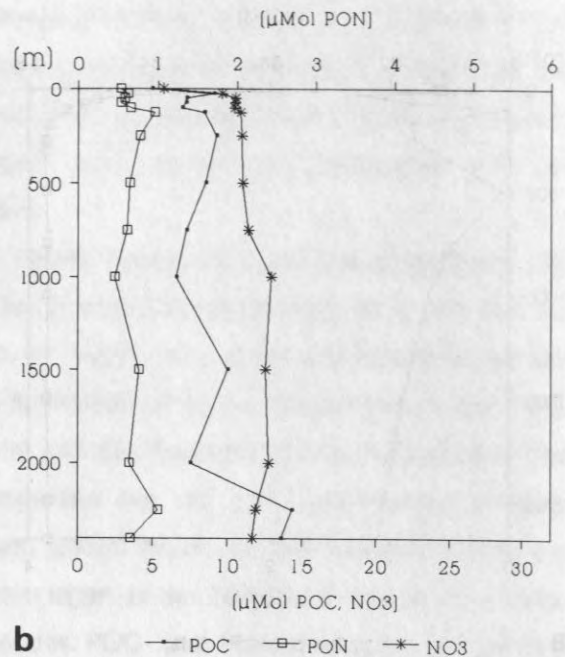
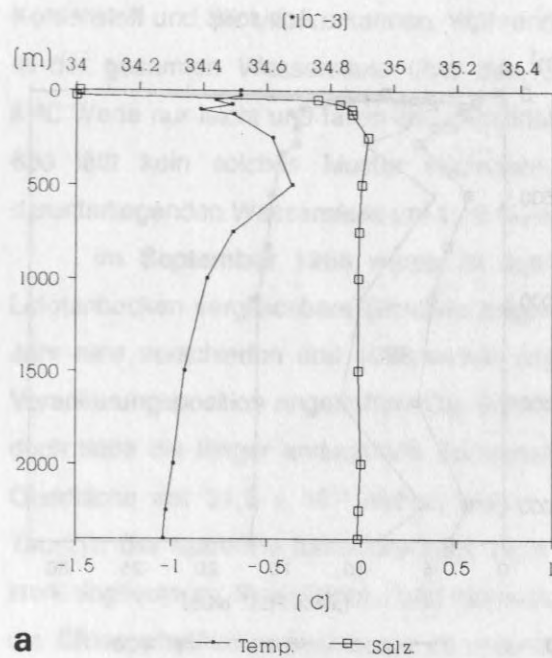


Abb.49 Station OG (19.11.1989) im Jan Mayen Strom (JM) **a**) Temperatur- und Salzgehaltsprofil bis in 2400 m Tiefe. **b**) Konzentrationen partikulären organischen Kohlenstoffs (POC) und Stickstoffs (PON) und von Nitrat bis in 2400 m Tiefe. **c**) Nitrat- und PON- Konzentrationen und $\delta^{15}\text{N}$ Werte im PON und Nitrat in den oberen 100 m. **d**) POC- und Chlorophyll a Konzentrationen und $\delta^{13}\text{C}$ Werte im POC in den oberen 100 m.

6.4. Freßexperimente zur Fraktionierung

Die Ergebnisse und Experimentbedingungen sind in den Tabellen im Anhang 2 und 3 zusammengefaßt. In fast allen Experimenten wurde für beide stabile Isotope eine Abreicherung in der ausgeschiedenen partikulären organischen Substanz festgestellt. Als Ausscheidungsprodukte wurden von den Copepoden, meist Calanus finmarchicus, die Kotballen gemessen, von den Pteropoden, Limacina retroversa, schleimige Aggregate, die wahrscheinlich Reste von Nahrungsnetzen darstellen. Die Kotballen und die Aggregate waren im $\delta^{13}\text{C}$ Wert um 0,21 bis 3,9 ‰ leichter als die Nahrung (Abb.51). Die $\delta^{15}\text{N}$ Ergebnisse waren nicht ganz so homogen, da in Experiment 11 und 12 für die Pteropoden-Aggregate eine Anreicherung in den Exkreten festgestellt wurde (Abb.50). In den übrigen Experimenten lagen die Abreicherungen in den Kotballen zwischen 1,45 und 10,8 ‰. Die Copepoden wiesen Isotopengehalte auf, die entweder über denen der Nahrung lagen oder zwischen Nahrung und Kotballen. Sie stehen wahrscheinlich in keinem Zusammenhang zur Nahrung oder den Kotballen, da die Turnoverzeit für Stickstoff und Kohlenstoff in den Organismen länger dauert als die Experimentdauer von 24 Stunden. Nach Tieszen und Boutton (1989), die Isotopenuntersuchungen zur Nahrungsverwertung in Wirbeltieren durchführten, lag die Turnoverzeit für Kohlenstoff zwischen 6,4 und 27,6 Tagen.

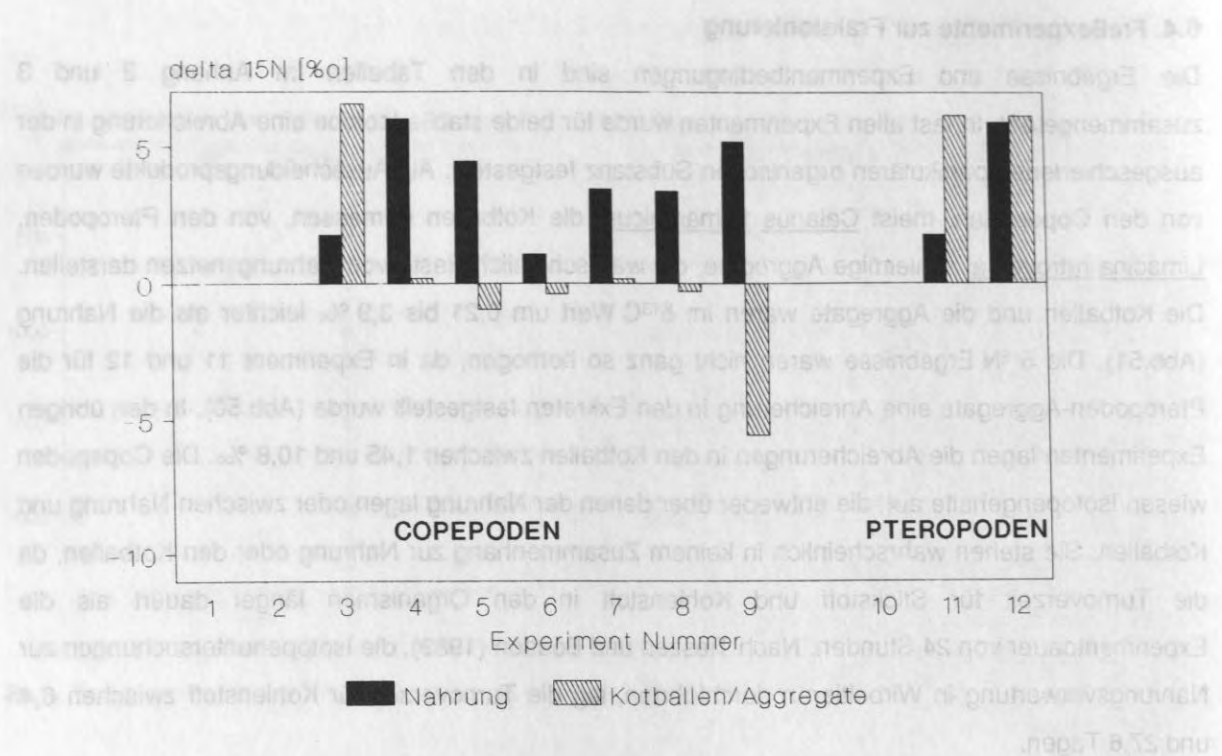


Abb.50 Ergebnisse der Freßexperimente mit Copepoden und Pteropoden. $\delta^{15}\text{N}$ Werte in den Exkrementen (Kotballen und Aggregate) und in der Nahrung für jedes Experiment (7 Exp. mit Copepoden und 2 mit Pteropoden).

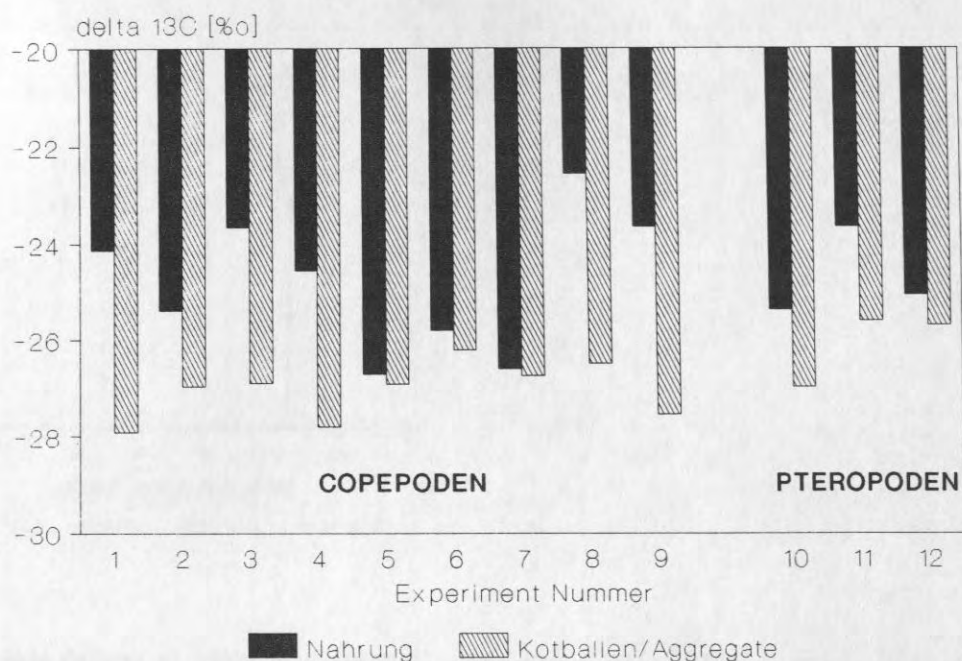


Abb.51 Ergebnisse der Freßexperimente mit Copepoden und Pteropoden. $\delta^{13}\text{C}$ Werte in den Exkrementen (Kotballen und Aggregate) und in der Nahrung für jedes Experiment (9 Exp. mit Copepoden und 3 mit Pteropoden).

6. DISKUSSION

In diesem Kapitel stehen die folgenden beiden Aspekte im Vordergrund:

- Die Faktoren, die das Zustandekommen der gemessenen Isotopensignale in der Wassersäule und den Experimenten bewirken, sollen geklärt und in ihrer Größenordnung abgeschätzt werden.
- Anschließend werden diese Erkenntnisse auf die Isotopendaten aus den Sinkstoffallen der Jahresverankerungen und dem Driftexperiment übertragen. Hierbei wird dann die Frage beantwortet, inwieweit stabile Kohlenstoff- und Stickstoffisotope im sedimentierten Material über pelagische Prozesse Auskunft geben können.

Zunächst werde ich - hauptsächlich aus der Literatur - die Bildung des Isotopensignals im Jahresgang in der Wassersäule, insbesondere in der euphotischen Zone, für den nördlichen Nordatlantik rekonstruieren, da meine eigenen Daten nur lückenhaft die Monate Juni bis September und November abdecken. Umwelteinflüsse und biologische Faktoren spielen beim Zustandekommen der Isotopensignale ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$) im partikulären organischen Material (POM) wahrscheinlich eine gleichgroße Rolle. Ein deutlicher Unterschied in den Isotopenwerten bzw. deren Verlauf im Jahresgang kommt durch die unterschiedlichen Poolgrößen des gelösten anorganischen Stickstoffs und Kohlenstoffs zustande. Während die C-Quelle unerschöpflich groß ist, wird der Stickstoff als Nitrat fast vollständig aufgebraucht und im Laufe der Wachstumsphase remineralisiert oder teilweise erneuert (Eintrag von Nitrat in die euphotische Zone).

Die Modifikation des primär gebildeten Signals durch Stoffwechselprozesse im weitesten Sinne, z.B. bakteriellen Abbau und Grazing, wird anschließend diskutiert. Hierbei sind die Veränderungen in den suspendierten, schwebenden Partikel in der euphotischen Zone und der darunterliegenden Wassersäule gleich bedeutend. Von diesen suspendierten Partikeln muß man die sedimentierenden unterscheiden, die in den Sinkstoffallen (SSF) aufgefangen werden. Inwieweit suspendierte und sedimentierte Partikel in Wechselwirkung stehen, ist eine neuerdings viel diskutierte Frage (Karl et al. 1988, Silver und Gowing 1991) und wird im letzten Teil der Diskussion aufgegriffen. Damit in Zusammenhang stehen Überlegungen zu den Bedingungen, die generell zum Export von Material aus der euphotischen Zone führen und speziell zu saisonalen biologischen Prozessen, die direkt zu schnell sinkenden Partikeln führen (Peinert et al. 1989). Bei letzterem ist eine geringe isotopische Veränderung zu erwarten.

Die zuvor diskutierten Prozesse zur Partikelbildung, -modifikation und -sedimentation werden abschließend vor dem Hintergrund der saisonalen Sedimentationsereignisse im nördlichen Nordatlantik zusammengefaßt.

7.1. Bildung des Isotopensignals in der Wassersäule - suspendierte Partikel in der euphotischen Zone

KOHLENSTOFF

Für die Kohlenstofffixierung gibt es unterschiedliche metabolische Wege, die von Landpflanzen abhängig von den ökologischen Rahmenbedingungen beschränkt werden. Auch im marinen Plankton ist neben dem C3- seit 1976 der C4 Metabolismus bekannt (Holdsworth and Colbeck 1976), dessen

Abhängigkeit von Umweltvariablen für Phytoplankter im Detail noch ungeklärt ist (Descolas-Gros und Fontugne 1985, Falkowski 1991, Holdsworth und Bruck 1977). Obwohl die C-Fixierung und die Aufnahme anorganischer N-Nährsalze den größten Fraktionierungsschritt bei der primären Bildung organischer Partikel darstellt (Park und Epstein 1961, Degens et al. 1968a), sollen zudem die Fraktionierungen bei der Metabolitbildung kurz angesprochen werden. Zu letzterer liegen keine eigenen Messungen vor, und es wird auf Untersuchungen der biochemischen Zusammensetzung marinen organischen Materials von Wakeham et al. (1984) und Wakeham und Canuel (1988), sowie Messungen stabiler Isotope in den relevanten Komponenten aus anderen Publikationen zurückgegriffen.

Die für die photosynthetische Kohlenstofffixierung nötige Energie stammt aus den in der Lichtreaktion hergestellten Reduktionsäquivalenten und ATP. Im Calvin-Benson, dem reduktiven Pentosephosphat Kreislauf, wird Kohlendioxyd (CO_2) mit Hilfe des Enzyms Ribulosebisdiphosphat-Karboxylase (RuBPCase) und unter Verbrauch von ATP und Reduktionsäquivalenten an Ribulosebisdiphosphat (RuBP) gebunden. Gleichzeitig werden der CO_2 Acceptor regeneriert und Vorstufen für Zellmetabolite gebildet, z.B. 3-Phosphoglycerat. RuBPCase hat dabei eine erstaunlich niedrige Affinität zum CO_2 und liegt bei der derzeitigen atmosphärischen Konzentration von 340 ppm maximal halb gesättigt vor. Die Photorespiration wirkt dem eben beschriebenen Prozess quasi entgegen, da RuBPCase auch als Oxygenase wirkt und zwischen CO_2 und O_2 nicht unterscheiden kann. In einer Reihe von Reaktionen wird RuBP-"Oxygenase" unter CO_2 Freisetzung zu Serin und Glycin, wobei bis zu 50 % des ursprünglich fixierten CO_2 wieder freigesetzt werden können. Diese Reaktion ist für Landpflanzen am besten untersucht und nur besonders bei hoher Lichtintensität, hohen Sauerstoff- und niedrigen CO_2 -Konzentrationen stark ausgeprägt (Morris 1980). In Regionen mit diesen Bedingungen herrschen an Land Pflanzen des C4-Typs vor. Beide Pflanzentypen (C3 und C4) sind durch unterschiedliche Isotopengehalte gekennzeichnet, da die Fraktionierungen verschieden stark sind. C3-Pflanzen reichern das ^{13}C Atom wesentlich stärker ab, was zu Isotopenwerten zwischen -23 und -30 ‰ führt, für C4 Pflanzen werden Werte zwischen -10 und -14 ‰ angegeben, das Kohlendioxyd in der Atmosphäre hat -7 ‰ (cf. Fry und Sherr 1984). Man muß dabei die diffusionsabhängige von der enzymabhängigen Fraktionierung unterscheiden. Erstere beträgt 4-7 ‰, die nachfolgende Bindung an organische Moleküle beläuft sich auf bis zu 20 ‰ und ist abhängig von der Affinität des jeweiligen Enzyms zum CO_2 (O'Leary 1981). Nach Fry und Sherr (1984) liegt die enzymabhängige Fraktionierung sogar zwischen 23 und 41 ‰. Bei der Photosynthese addieren sich beide Fraktionierungsschritte. Delta ^{13}C Werte mariner Pflanzen allein umfassen einen Wertebereich von 30 ‰ (Fry und Sherr 1984). Das ist meiner Meinung nach schon ein deutlicher Hinweis darauf, daß abiotische Faktoren nicht allein die Rolle beim Zustandekommen des ^{13}C Signal im marinen organischen Material spielen.

Von der C4-Photosynthese, die räumlich getrennt in den Mesophyll- und Bündelscheidenzellen abläuft, wird der C4-Metabolismus unterschieden, der auch in einzelligen Organismen vorkommt und die Einschleusung von primär gebundenem C in den Citronensäurezyklus beinhaltet.

Das charakteristische C4-Enzym kommt in allen Pflanzen vor (auch C3), katalysiert jedoch unterschiedliche Reaktionen (Ting und Osmond 1973a, b). In der C4-Photosynthese wird zunächst in

den Mesophyllzellen der CO_2 Akzeptor, Phosphoenolpyruvat (PEP), aus Pyruvat und ATP synthetisiert. Im Cytosol wird dann gelöstes Bikarbonat mit Hilfe des Enzyms PEP-Karboxylase (PEPCase) fixiert und als kurzlebige Zwischenprodukt Oxalacetat synthetisiert, das dann zu Malat oder Aspartat umgewandelt wird. Diese Verbindungen gelangen in die Bündelscheidenzellen, wo aus ihnen das CO_2 wieder freigesetzt und von der RuBPCase fixiert wird, das Pyruvat steht einem erneuten Zyklus dann zur Verfügung. Dieser Vorgang stellt einen Konzentrationsmechanismus von CO_2 dar, zumal die Affinität der PEPCase zum CO_2 4-5 x höher ist als von der RuBPCase (Ting und Osmond 1973a). An Land hat dieser Mechanismus den offensichtlichen Vorteil, daß Wasser gespart werden kann. Denn die Stomata, durch die CO_2 aufgenommen wird und gleichzeitig Wasser verdunstet, können geschlossen bleiben und respiriertes CO_2 fixiert werden. Dies ist für Meeresorganismen nicht von Relevanz. Ein weiterer Vorteil des C_4 Metabolismus ist die fehlende Photorespiration. Einmal gebundenes CO_2 bleibt in der Zelle, und es findet keine CO_2 Freisetzung aufgrund hoher Sauerstoffkonzentrationen statt. Die PEPCase arbeitet in doppelter Hinsicht effektiver. Ein weiterer interessanter Punkt ist die angeblich bessere Stickstoffverwertung der C_4 -Pflanzen. Guy et al. (1989) wenden sich der Frage nach dem Anteil beider C-fixierenden Enzyme (PEPCase bzw. RuBPCase) an der Kohlenstoffaufnahme bei der N-Assimilation zu. Dazu boten sie N-limitierten Grünalgen Ammonium als Stickstoffquelle an, woraufhin eine drastische Abnahme in der Fraktionierung verzeichnet wurde. Das bedeutet, daß die Aktivität der PEPCase drastisch angestiegen war. Dieses Enzym deckte innerhalb von 30 - 69 Minuten bis zu 70% der C-Fixierung ab. Der dabei in Oxalacetat gebundene Kohlenstoff wird als anaplerotische Sequenz in den Citronensäurezyklus (TCA-Zyklus) eingeschleust. Dieser Weg, C-Gerüste in den TCA-Kreislauf einzuschleusen, geht direkt von der Fixierung in den Zyklus. Im Gegensatz dazu wird bei C_3 -Pflanzen erst im Calvinzyklus Zucker gebildet, der umgebaut und anschließend als Pyruvat in die Mitochondrien und den Citronensäurezyklus eingeschleust wird.

Im Meer wurden Mitte der 70iger Jahre erstmals die C_4 typischen Enzyme im Phytoplankton nachgewiesen und eine PEP-Karboxylase von einer PEP-Karboxykinase bei Diatomeen unterschieden (Holdsworth und Bruck 1977). Beides sind β -karboxylierende Enzyme, die wahrscheinlich Bikarbonat fixieren können, jedoch nach Appleby et al. (1980) nur maximal 10% der gesamten Kohlenstoffaufnahme bewerkstelligen. Holdsworth und Bruck (1977) diskutieren aufgrund anderer Untersuchungen, daß bis zu 50% der Kohlenstoffaufnahme über diesen Weg erfolgen kann. Dieser C-Fixierung werden besonders ökologische Vorteile durch eine Konservierung von Energie zugeschrieben. Nach Holdsworth und Bruck (1977) und Appleby et al. (1980) entsteht bei der Reaktion von PEP mit HCO_3^- und ADP und PEP-Karboxykinase als Enzym auch ATP. Dieser Prozess der Herstellung einer energiereichen Verbindung soll bei geringem Lichtangebot von Vorteil sein. Eine deutliche Aktivität des C_4 Metabolismus und dadurch eine geringe Sensitivität gegenüber hohen O_2 -Konzentrationen zeigen besonders die Diatomeen (Morris 1980). Man kann also davon ausgehen, daß dieser Metabolismus von signifikanter Bedeutung für einige marine Phytoplanktonarten ist.

Neben den hauptsächlich physiologisch orientierten gibt es wenig ökologisch orientierte Arbeiten, wie die von Descolas-Gros und Fontugne (1985) und Falkowski (1991). Beide Arbeiten stimmen darin überein, daß das Ausmaß der β -Karboxylierung eine Reaktion auf sich

verschlechternde Umweltbedingungen ist, sei es ein geringes Lichtangebot oder Nährsalzmangel, was in gewissem Gegensatz zu den Ergebnissen von Guy et al. (1989) steht. Morris (1980) weist außerdem einen verstärkten C4-Metabolismus in der stationären, verglichen mit der exponentiellen Wachstumsphase für Dunaliella und 2 Diatomeenarten über die Messung photosynthetischer Produkte und Enzymaktivitäten, nach. Dies wurde in Kulturexperimenten (batch und Chemostat-Kulturen) und Felduntersuchungen belegt (Morris 1980, Falkowski 1991). Zusammenfassend läßt sich festhalten, daß der metabolische Weg der Kohlenstoffassimilation vom sich ändernden physiologischen Zustand der Zellen abhängt. Gleichzeitig verändert sich auch die Aufnahmemenge der Spezies des Karbonatsystems, und zwar vom gelösten CO_2 zum HCO_3^- .

Vor dem Hintergrund dieser Arbeiten ergeben die Phytoplanktonzählungen von Arndt (1990) zusammen mit $\delta^{13}\text{C}$ Daten im Jan Mayen (JM) Strom ein interessantes Bild. Der Anteil der Diatomeen in den Phytoplanktonproben steigt während des Driftexperimentes von Station 649 mit ca. 5 % Diatomeen auf 50 % an Station 690 an, gleichzeitig nimmt auch Phaeocystis auf 10% zu (Arndt 1990). Auf Station 647, die im Packeisfeld lag, gab es einen nur sehr geringen Anteil von Diatomeen, jedoch große Mengen Phaeocystis. Bei diesem, zu den Haptophyceen gehörenden Organismus, kann eine C - Fixierung über den C4 Metabolismus angenommen werden, da in einem Vertreter dieser Phytoplanktongruppe PEPCarboxykinase nachgewiesen wurde (Appleby et al. 1980) . Die $\delta^{13}\text{C}$ Werte der Partikel in der euphotischen Zone sind im Juni/Juli 1989 im JM Strom, verglichen mit anderen Stationen und Jahreszeiten, hoch. Im gewichteten Mittel betragen die $\delta^{13}\text{C}$ Werte im Juni/Juli -22,2 bis -23,75 gegenüber -26,32 bis -24,65 ‰ in den Monaten August, September und November. Auf dem VP und dem LB werden niedrige $\delta^{13}\text{C}$ Werte im Frühjahr/Sommer gefunden. Leider ist für die Stationen und später im Jahr liegenden Monate die Zusammensetzung des Phytoplanktons nicht ausreichend bekannt und ein artspezifischer C4 Metabolismus als Ursache für die isotopischen Unterschiede nicht heranzuziehen. Es ist jedoch anzunehmen, daß sich in späteren Monaten die Bedeutung der Kieselalgen verringert, was für den Spätsommer mit einem regenerierenden System und hohem Flagellaten- und Protozoenanteil für das VP belegt ist (Bathmann et al. 1991 im Druck) und für das hydrographisch ähnliche LB angenommen werden kann.

Die ökologischen Vorteile, die der C4 Metabolismus nach Falkowski (1991) und Descolas-Gros und Fontugne (1985) bei ungünstigen Umweltbedingungen bietet, gelten für die Situation im JM Strom jedoch kaum. Nährsalze und Licht waren reichlich vorhanden ($2\text{-}5\ \mu\text{Mol NO}_3$), abgesehen von Station 690 0-10 m, wo die Nitratkonzentrationen in 0 - 25 m an der Nachweisgrenze waren. Inwieweit der mögliche C4 Metabolismus der Diatomeen unter diesen Umständen das ^{13}C Signal geprägt hat, ist nicht klar. Denn bei hohen Wachstumsraten hohem CO_2 Verbrauch kann es zu Verschiebungen im Karbonatsystem kommen. Nach Broecker und Peng (1982) liegen im Meerwasser $10\text{ - }30\ \mu\text{Mol}$ vor. Bei einer Nährsalzaufnahme von $10\ \mu\text{mol NO}_3$, die bis zur Mitte des Jahres erfolgt war, müssen im Mittel nach dem Redfield ratio (Redfield 1958) ca. $65\ \mu\text{mol C}$ fixiert worden sein, was mindestens das Doppelte der vorliegenden Menge ist. Ein neues Gleichgewicht der Spezies im Karbonatsystem stellt sich jedoch schnell ein (Broecker und Peng 1982). Das isotopische Gleichgewicht folgt dem sehr langsam nach, so daß man davon ausgehen muß, daß das "neue" gelöste CO_2 isotopisch schwerer ist (Degens et al. 1968a, Deuser et al. 1968) und demzufolge auch die Organismen isotopisch

schwerer werden müßten. Dieses Phänomen zusammen mit der Nährsalzaufnahme dürfte jedoch nicht nur im JM-Strom zu höheren $\delta^{13}\text{C}$ Werten führen, sondern müßte im Verlauf der Wachstumsperiode überall auftreten. Dies wurde aber nicht beobachtet. Die Isotopenwerte in der euphotischen Zone im August auf dem VP und im Juni, September und November im NB sind vergleichsweise niedrig und auch im JM im September liegen die Werte unter -25 ‰.

Daher müssen neben eventuellen enzymatischen Effekten die Artenzusammensetzung und die abiotischen Faktoren einen Einfluß auf die Isotopenwerte haben (Degens et al. 1968a,b, Deuser et al. 1968, Fry 1988, Fry et al. 1984, Fry und Wainright 1991, Gearing et al. 1984, O'Leary 1981, Pardue et al. 1976,). Neueste Experimente zeigten für Diatomeen, die durch Silikatzugabe in natürlichen Populationen anderen Arten gegenüber bevorteilt wurden, deutlich höhere $\delta^{13}\text{C}$ Werte (Fry und Wainright 1991). Daß bestimmte Spezies charakteristische $\delta^{13}\text{C}$ Werte haben, wird auch von Fischer (1989), Rau et al. (1982) und Gearing et al. (1984) vermutet. Eine Zusammenstellung von Daten aus zahlreichen Untersuchungen zeigt außerdem erhöhte $\delta^{13}\text{C}$ Werte in hochproduktiven Gebieten, in denen Diatomeen dominant waren, z.B. in Auftriebsgebieten (Fry und Wainright 1991).

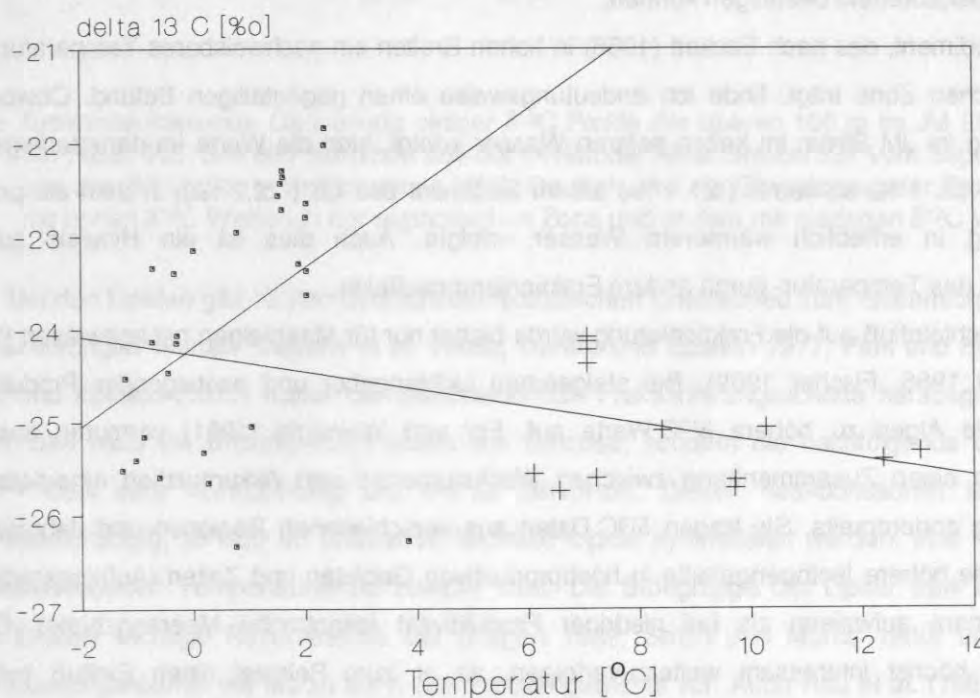


Abb.52 Zusammenhang zwischen Temperatur und $\delta^{13}\text{C}$ Werten für alle gemessenen Wertepaare in der euphotischen Zone (0-40 m). + stehen für Werte vom VP und LB, □ repräsentieren die Werte aus dem JM Strom Gebiet.

Nach Untersuchungen von Fontugne und Duplessy (1981), Gormley und Sackett (1975), Degens et al. (1968a) und Deuser et al. (1968) ist das Isotopensignal im Phytoplankton von der Temperatur beeinflusst a) aufgrund der temperaturabhängigen Enzymaktivität und b) durch unterschiedliche $\delta^{13}\text{C}$ Werte der Spezies des Karbonatsystems (Kap.3.2.). Die RuBPCase fraktioniert bei niedrigen Temperaturen stärker, die $\delta^{13}\text{C}$ Werte würden sinken. Deuser und Degens (1967) und Deuser et al. (1968) weisen aber nach, daß der enzymatische Effekt durch einen Substrateffekt

überlagert ist. Hinzu kommt, daß die Löslichkeit von CO_2 bei niedrigen Temperaturen ansteigt, die Substratmenge erhöht ist und demzufolge auch die Fraktionierung erhöht sein kann. Zudem gibt Kroopnick (1980) für den nördlichen Nordatlantik sehr niedrige Werte des anorganisch gelösten Kohlenstoffs von -1 bis -1,5 ‰ an. Den Effekt der temperaturabhängigen Enzymaktivität, dessen Existenz sehr kontrovers diskutiert wird (Rau et al. 1982, Fischer 1989), weisen allein die POM - Proben aus dem JM Strom ($r=0,428$, Signiv. 5%, Abb.52). Eine Analyse aller Proben der euphotischen Zone aus dem JM Strom, LB und vom VP zeigt diesen Effekt jedoch nicht. Die $\delta^{13}\text{C}$ Werte aus dem LB und vom VP liegen unterhalb der im JM Strom, obwohl die Temperaturen höher sind. Gormley und Sackett (1975) dokumentieren eine Abhängigkeit der $\delta^{13}\text{C}$ Werte von der Temperatur für -2 bis +15°C.

Rau et al. (1982) weisen eine signifikante Korrelation zwischen $\delta^{13}\text{C}$ und der Temperatur nur südlich des Äquators nach, nördlich davon vermuten sie keine. Die Isotopenwerte, die Rau et al. für die nördlichen Regionen heranzieht, sind relativ hoch und liegen im Bereich meiner Proben aus dem JM Strom im Sommer. Sie könnten vielleicht Diatomeenproben gewesen sein und aufgrund der artspezifischen Fraktionierung den Temperatureffekt maskiert haben. Es bleibt abschließend festzuhalten, daß die hier diskutierten Proben aus dem nördlichen Nordatlantik keinen generell gültigen Temperatureffekt bestätigen können.

Im Sediment, das nach Sackett (1986) in hohen Breiten ein nachweisbares Temperatursignal der euphotischen Zone trägt, finde ich andeutungsweise einen gegenteiligen Befund. Obwohl die Partikelbildung im JM Strom im kalten polaren Wasser erfolgt, sind die Werte im darunterliegenden Sediment um ca. 1 ‰ schwerer (-21,4 ‰) als im Sediment des LB (-22,2 ‰), in dem die primäre Partikelbildung in erheblich wärmerem Wasser erfolgte. Auch dies ist ein Hinweis auf die Überlagerung des Temperatur- durch andere Fraktionierungseffekte.

Ein Lichteinfluß auf die Fraktionierung wurde bisher nur für Makroalgen nachgewiesen (Wefer und Killingley 1986, Fischer 1989). Bei steigendem Lichtangebot und ansteigender Produktivität weisen sessile Algen zu höhere $\delta^{13}\text{C}$ Werte auf. Fry und Wainright (1991) vermuten auch für Phytoplankton einen Zusammenhang zwischen Wachstumsrate und Akkumulation einerseits und Fraktionierung andererseits. Sie tragen $\delta^{13}\text{C}$ Daten aus verschiedenen Regionen und Jahreszeiten zusammen, die höhere Isotopengehalte in hochproduktiven Gebieten und Zeiten (Auftriebsgebieten, Blütensituationen) aufweisen als bei niedriger Produktivität (oligotrophe Meeresgebiete). Dieser Aspekt wäre höchst interessant weiterzuverfolgen, da er zum Beispiel einen Einfluß auf das Isotopensignal im JM Strom und LB haben könnte. Im JM Strom findet zur Zeit der Eisschmelze eine Eiskantenblüte ohne großen heterotrophen Einfluß statt, was zu isotopisch schwerem POM führen könnte. Die Kontrolle des Frühjahrswachstums durch Copepoden im LB dagegen könnte zu isotopisch leichterem POM führen, da die Respiration heterotropher Organismen isotopisch leichtes CO_2 produziert.

Das Zustandekommen bestimmter $\delta^{13}\text{C}$ Werte bei der Metabolitbildung in den Organismen ist relativ schwer abzuleiten, da im Tricarbonsäurezyklus die Kohlenstoffatome in jeder erdenklichen Weise verteilt werden können (Degens et al. 1968b). Die Gesamtzuckerfraktion unterscheidet sich nicht vom Organismus, obwohl innerhalb der Zucker große Schwankungen auftreten (Degens et al. 1968b). Dasselbe gilt für die Aminosäuren, deren Karboxylgruppe beispielsweise grundsätzlich mit ^{13}C

angereichert ist (Abelson und Hoering 1961, Degens 1969). Bei genaueren Untersuchungen stellten Macko et al. (1987) für saure Aminosäuren eine Anreicherung, für basische und neutrale eine Erschöpfung im $\delta^{13}\text{C}$ Gehalt fest.

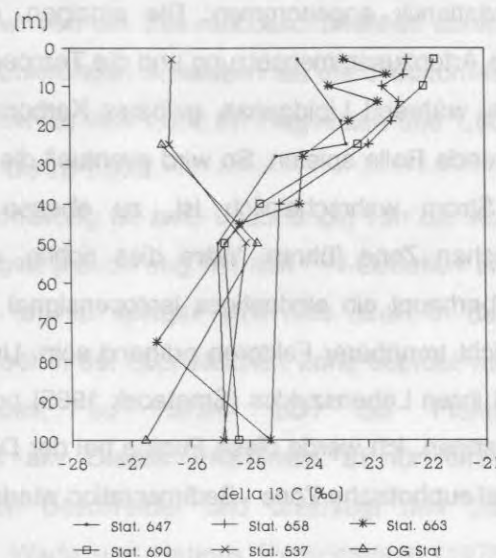


Abb.53 Zusammenfassende Darstellung einiger $\delta^{13}\text{C}$ Profile der oberen 100 m im JM Strom. Station 647, 658, 663, und 690 stammen aus der Driftstudie 1989, Station 537 vom September 1988, und die JM Station vom November 1989. Deutlich wird die Gruppierung der Profile in solche mit hohen $\delta^{13}\text{C}$ Werten in der euphotischen Zone und andere mit niedrigen $\delta^{13}\text{C}$ Werten.

Bei den Lipiden gibt es den deutlichsten isotopischen Unterschied zum Gesamtorganismus mit 3 - 9 ‰ niedrigen Werten (Degens et al. 1968b, DeNiro und Epstein 1977, Park und Epstein 1961). DeNiro und Epstein (1977) haben die entscheidenden Fraktionierungsschritte herausgearbeitet und zeigten, daß nicht die Bildung von Pyruvat aus Glucose, sondern die nachfolgende Oxydation zu Acetyl - CoA eine Abreicherung um 6-8 ‰ hervorruft. Dieser Reaktionsschritt ist außerdem temperaturabhängig, so daß im Wärmeren leichtere Lipide synthetisiert werden, eine Tendenz, die dem beschriebenen Temperatureffekt zuwider läuft. Die Stoffgruppe der Lipide stellt besonders in hohen Breiten wichtige Reservestoffe dar (Hagen 1989, Smith und Morris 1980) und kommt in Zooplanktonorganismen mit bis zu 60 % des Trockengewichts vor. Auch Rau et al. (1982) führen die $\delta^{13}\text{C}$ Abnahme im südpolaren Plankton auf eine zunehmende Lipidkonzentration zurück. Ob das ebenso für nordpolare und subpolare Arten gilt, bleibt ungeklärt. Es ist wichtig anzumerken, daß der Unterschied in den $\delta^{13}\text{C}$ Werten der Lipide zum gesamten Organismus mit zunehmendem Lipidgehalt abnimmt. Auf die biochemische Komponenten wird im Kapitel über die Modifikation des Isotopensignals nochmals eingegangen.

Abschließend sollen Fraktionierungsphänomene durch degenerative Prozesse erwähnt werden. Sie werden innerhalb der euphotischen Zone im nördlichen Nordatlantik erst im Sommer und Herbst, wenn eine Nährsalzregeneration eintritt, bedeutend. An der Basis der euphotischen Zone, zwischen 25 und 70 m Tiefe, sind abbauende Prozesse wahrscheinlich immer zu finden. Dort nimmt die POC Konzentration gemeinsam mit den $\delta^{13}\text{C}$ Werten ab, während darüber beide Profile

unterschiedliche Verläufe haben (Abb.38-49 jeweils d, Abb.53). Da eine Abnahme in den Isotopenwerten beim Abbau organischen Materials auch von Eadie und Jeffrey (1973) und Degens et al. (1968a) vermutet werden, wird der Verlauf der Profile in diesem Sinne gedeutet.

Zusammenfassend wird folgender Verlauf des $\delta^{13}\text{C}$ Signals der suspendierten Partikel im Jahresgang im nördlichen Nordatlantik angenommen: Die einzigen, durch ergänzende Daten, erhärteten Einflüsse scheinen die Artenzusammensetzung und die Temperatur (nur im JM Strom) auf die stabilen C-Isotope zu haben, während Lipidgehalt, gelöstes Karbonat, Produktivität sowie das Enzymbesteck eine nicht zu klärende Rolle spielen. So wird eventuell die periodische Dominanz der Diatomeen, wie sie im JM Strom wahrscheinlich ist, zu ebenso periodisch ansteigenden Isotopenwerten in der euphotischen Zone führen. Wäre dies richtig, wäre nur in Gebieten mit signifikanten Kieselalgenanteil überhaupt ein eindeutiges Isotopensignal sichtbar, ansonsten würde das Zusammenspiel mehrerer nicht trennbarer Faktoren prägend sein. Und da Diatomeen durch ihr hohes spezifisches Gewicht und ihren Lebenszyklus (Smetacek 1985) potentielle Sinker sind, kann dieses Signal zum Sediment gelangen. Ich werde diese Punkte bei der Diskussion sedimentierender Partikel bzw. dem Zusammenspiel euphotische Zone - Sedimentation wieder aufgreifen.

STICKSTOFF

Nach einer kurzen allgemeinen Beschreibung der N-Aufnahme in die Zelle möchte ich die Theorie der Berechnung von Fraktionierungsfaktoren erläutern, die anschließend zu meinen Daten und ^{15}N - Studien anderer Wissenschaftler überleiten.

Vor Beginn der Wachstumsphase liegt der gelöste anorganische Stickstoff im Ozean als Nitrat vor und wird während der Phase "neuer Produktion" von den photoautotrophen Organismen aufgenommen. Die heterotrophe Aktivität steigt im Laufe des Sommers an und deckt so einen Teil des N-Bedarfs durch reduzierte Stickstoffverbindungen (NH_4 , Urea, gelöster organischer Stickstoff). Ammonium wird innerhalb der euphotischen Zone sofort nach der Bildung wieder aufgenommen und ist daher nur an der Basis der euphotischen Zone aufgrund der geringeren Aufnahmekapazität, nachweisbar (Smith et al. 1985). Eine Zusammenfassung der Arbeiten über eventuelle Hemmungen der Nitrataufnahme durch Ammoniumkonzentrationen ($>1 \mu\text{mol}$) veröffentlichte Dortch (1990). Darin wird diese hemmende Wirkung nicht durchweg bestätigt. Bei differenzierter Betrachtung der Datensätze stellt Dortch fest, daß die neue Produktion leicht unterschätzt werden kann, wenn man von dieser Vorstellung ausgeht.

Die Aufnahme des Nitratmoleküls erfolgt durch Enzyme (Collos und Slawyk 1980). Die anschließende Reduktion des Nitrats zu Nitrit mittels der Nitratreduktase ist lichtunabhängig (die Energie stammt aus Kohlenhydraten), die weitere Reduktion zu NH_2^- ist ein lichtabhängiger Prozess. Insgesamt werden pro reduziertem Nitratmolekül 2 CO_2 Moleküle frei. Die Höhe der Fraktionierung hängt wie immer vom ratenlimitierenden Schritt ab. Dies kann beim energieabhängigen aktiven Transport in die Zelle sein, der Reduktion des Nitrats oder bei der Proteinbildung. Dies gilt auch für die Verwertung des NH_4^+ d.h. eine Fraktionierung tritt bei der Aufnahme beider N-Verbindungen auf (Macko et al. 1987, Mariotti et al. 1984, Montoya und McCarthy eingereicht, Wada 1980, Wada und Hattori 1978). Weiterhin postuliert Wada (1980) für boreale Gebiete eine starke Fraktionierung wegen

Lichtmangel und hoher Nitratkonzentrationen. Diese Faktoren zusammen mit niedrigen Wachstumsraten sollen nach Experimenten von Wada und Hattori (1978) für Diatomeen eine hohe Fraktionierung verursachen. Montoya und McCarthy (eingereicht) jedoch zeigen in Chemostatkulturexperimenten, daß die Fraktionierung unabhängig von der Wachstumsrate ist. Sie könnte artabhängig sein bzw. von der Zellwandbeschaffenheit abhängen, da die beiden kultivierten Flagellaten geringere Fraktionierungen aufwiesen als die 3 Diatomeenarten. Montoya und McCarthy geben Fraktionierungsfaktoren (α) von 1,002 für Flagellaten und 1,006 für Diatomeen an, Wada und Hattori (1978) fanden Werte bis zu 1,023.

Die Höhe der Fraktionierung ist zwar unabhängig von der Konzentration des Substrates, die ^{15}N -Werte der Partikel hängen jedoch eng mit den ^{15}N -Gehalten im Nitrat zusammen. Steigen die Isotopenwerte im Substrat an, so spiegelt sich dies direkt in den Phytoplanktern wider. Wenn allerdings der gesamte N-Pool in der euphotischen Zone beprobt wird und keine Partikel z.B. durch Sedimentation verschwinden, so nähert sich die Fraktionierung bei abnehmender Nährsalzkonzentration Null an. Dieses Phänomen ist für ein geschlossenes System durch mathematische Gleichungen beschreibbar und unterliegt den Gesetzmäßigkeiten der Rayleigh Destillation (s.Kap.3.1.). In Wada und Hattoris Experimenten (1978) ist dieselbe Beobachtung zu machen, da bei ansteigender Nitrataufnahme α auf 1,0007 sank. Sedimentiert jedoch frisch gebildetes Material aus der saisonale Deckschicht, d.h. liegt kein geschlossenes System vor, und wird isotopisch leichtes Material exportiert, so steigt der $\delta^{15}\text{N}$ Wert in der euphotischen Zone an.

Da ein ständiger Verlust unterschiedlicher Höhe aus der saisonalen Deckschicht erfolgt, können die Rayleigh Destillations-Gleichungen nur mit Vorbehalt auf meine Daten angewendet werden. Zwei verschiedene Ansätze wurden jedoch in dieser Arbeit gemacht. Erstens die Berechnung von $^{15}\text{NO}_3$ Werten und der Vergleich mit den gemessenen $^{15}\text{NO}_3$ Daten der euphotischen Zone, um eine eventuelle Nitratzufuhr in die saisonale Deckschicht nachweisen zu können. Der 2. Ansatz berücksichtigt hauptsächlich die $\delta^{15}\text{N}$ Werte der Partikel, die als "instantaneous product" und als "accumulated product" berechnet werden können. Die Differenz dieser Werte zu den gemessenen Daten kann Hinweise auf den Export von Material geben und auch auf Prozesse, die zu diesem Export geführt haben.

Für den ersten Ansatz wurde ein Fraktionierungsfaktor aus den $^{15}\text{NO}_3$ -Profilen berechnet (Kap.3.1., Abb.2). Dafür wurden alle $\delta^{15}\text{N}$ Werte im Nitrat über den natürlichen Logarithmus der Nitratkonzentration aufgetragen. Ebenso könnte man auf der x-Achse den Quotienten (f) aus der Ausgangskonzentration von Nitrat, geteilt durch die gerade bestehende Nitratkonzentration, auftragen (Abb.54). Dies wurde unter der Annahme gemacht, daß die verwendeten Tiefenprofile nicht nur die räumliche Nährsalzverteilung in der Vertikalen, sondern auch eine zeitliche Entwicklung der Nährsalzabnahme widerspiegeln. Die Steigung der Geraden ergibt den Fraktionierungsfaktor ϵ . Er beträgt für diese Untersuchung -4,55 ‰. Dieser Wert liegt im Bereich von Phytoplanktonkulturen, was an sich überraschend ist, da eine Planktongemeinschaft diese Werte geprägt hat und angenommen wird, daß artspezifische Fraktionierungen auftreten. Der Winterwert ($\delta^{15}\text{N}$) des Nitrats ist der Mittelwert aller Konzentrationen über 12 μmol und beträgt 4,71 ‰.

Die Geradengleichung (Abb.54) lautet demnach:

$$\delta^{15}\text{NO}_3 = -4,55 \ln f + 4,71$$

Um die Isotopenwerte der Partikel ($\delta\text{PO}^{15}\text{N}$) nach der entsprechenden Gleichung zu berechnen, muß der Fraktionierungsfaktor addiert, der Winterwert des Nitrats jedoch subtrahiert werden. Folgende Formel gilt für frisch gebildete Partikel, das sogenannte "instantaneous product":

$$\delta\text{PO}^{15}\text{N}_{(\text{inst.})} = -4,55 \ln f + 4,55 - 4,71$$

Geht man von einem geschlossenen System aus, in dem keine Partikel sedimentieren, kann auch der Isotopenwert des "accumulated product" berechnet werden:

$$\delta\text{PO}^{15}\text{N}_{(\text{acc.})} = 4,55 \times \frac{f \ln f}{(1-f)} + 4,71$$

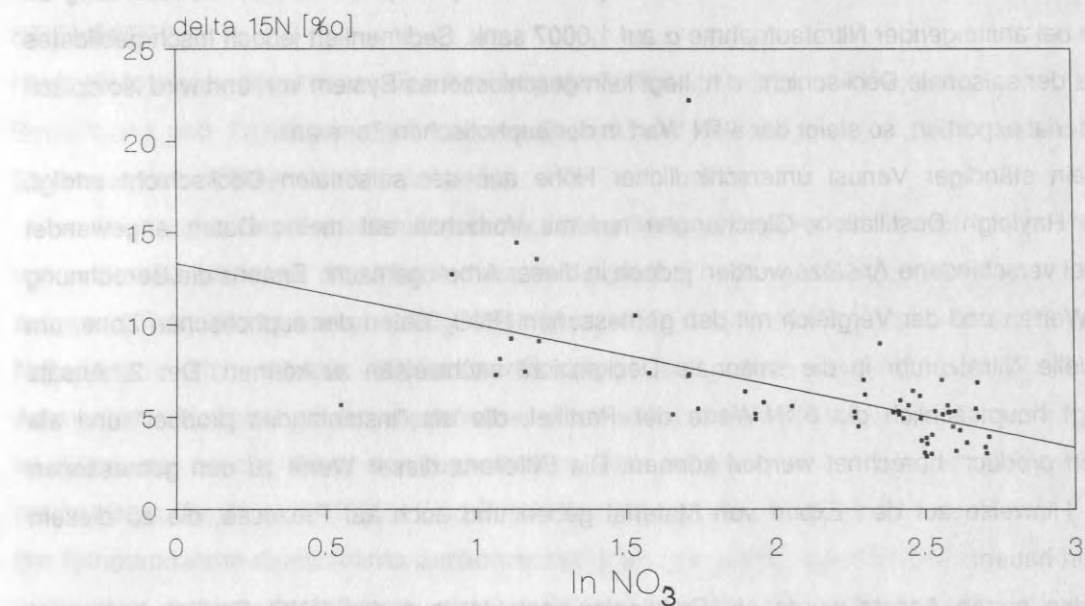


Abb.54 Regressionsgerade aller gemessenen $\delta^{15}\text{NO}_3$ Werte über den natürlichen Logarithmus der Nitratkonzentration (s.Text)

Aus den eben mathematisch beschriebenen Zusammenhängen folgt, daß es einen Zusammenhang zwischen den Isotopenwerten der Partikel des Nitrats und der Nitratkonzentration geben muß. Da dies jedoch nur unter der Annahme eines geschlossenen Systems gilt, was die euphotische Zone jedoch nicht ist, müßte eine Abweichung der in situ gemessenen Werte von den berechneten zu erwarten sein. Bevor ich darauf genauer eingehe, werden kurz die $\delta^{15}\text{N}$ Werte im Nitrat im einzelnen betrachtet.

Das Nitrat ist überraschenderweise an der Basis der Nitrakline auf den Stationen während der Driftstudie im JM Strom (647, 663 und 658) isotopisch am schwersten, obwohl die Konzentrationen ansteigen, d.h. am wenigsten aufgenommen wurde. Da $^{14}\text{NO}_3$ 3-4% schneller aufgenommen wird als $^{15}\text{NO}_3$ (Cline und Kaplan 1975) und die Nitratkonzentration zwischen 20 und 50 m stark ansteigt, ist dieser Befund erstaunlich, zumal er keine Abbildung in den Partikeln findet. Vielmehr ist auf einigen Stationen (658, 690 im JM Strom, 640 im LB) ein leichter Abfall im PO^{15}N in der Nitrakline zu beobachten. Dies wiederum deckt sich mit Ergebnissen von Altabet (1989) und Altabet und McCarthy (1986), die dieses Phänomen mit einer stärkeren Fraktionierung bei höherem Nährsalzangebot erklären. Gleichzeitig bemerken sie, daß eindeutige Trends in den $\delta^{15}\text{N}$ Werten in der Deckschicht während einer regenerierten Produktion nicht nachzuweisen sind, weil alle Fraktionierungsprozesse in der "PON-box" ablaufen. Diese Modellvorstellung besagt, daß alle Organismengruppen (Phytoplankton, Bakterien, Mikrozooplankton etc.) und Detritus in einem durch konventionelle Probennahmen nicht trennbaren Pool vereinigt sind. An den Stationen 630-690, die während einer Driftstudie im Juni/Juli im Jan Mayen Strom beprobt wurden, herrschte ein Mischsystem aus regenerierter und neuer Produktion (Antia et al. 1990, Fahrtbericht). Die Probennahme erfaßte also nicht nur frisches, wachsendes Phytoplankton, sondern auch einen unbekannten Anteil an Detritus, Bakterien über 0,8 μm Größe (durchschn. GF/F Porenweite), Ciliaten u.a.. Diese Organismen fraktionieren zwar während ihrer enzymatisch gesteuerten Reaktionen im Stoffwechsel, doch die gesamte N-Menge in der euphotischen Zone bleibt dabei konstant und weist konstante $\delta^{15}\text{N}$ Werte auf. **Systeme dieser Art erfahren erst eine isotopische Veränderung, wenn Material mit spezifischer isotopischer Signatur sedimentiert oder Nitrat importiert wird.**

Ob dies während der Driftstudie geschehen ist, und damit die Annahme eines geschlossenen Systems nicht erfüllt wird, soll die folgende Betrachtung klären. Die Stationen 630-690 enthalten in der euphotischen Zone 11-56% der winterlichen Nitratkonzentration von 500 mmol m^{-2} (0-40 m). Dies müßte unter Anwendung der Fraktionierungsformel zu $\delta^{15}\text{NO}_3$ Werten zwischen 13,5 und 6,3 führen. Genauer aufgeschlüsselt ergeben sich für die einzelnen Stationen folgende Werte:

Tab.7: Differenz (Diff.) zwischen berechnetem akkumulierten Produkt (acc.) und gemessen mittleren $\delta\text{PO}^{15}\text{N}$ Werten, in Abhängigkeit von dem verbliebenen Nitratanteil (f). Errechnet wurden $\delta^{15}\text{NO}_3$ (ber.), $\delta\text{PO}^{15}\text{N}$ inst.= instantaneous product und $\delta\text{PO}^{15}\text{N}$ acc. = accumulated product nach o.a. Gleichungen. n.v.= nicht verfügbar. Die $\delta^{15}\text{NO}_3$ (gem.) stammen aus Tab.7.

Station	%NO ₃ f		$\delta^{15}\text{NO}_3$ (gemessen)	$\delta^{15}\text{NO}_3$ (ber.)	$\delta\text{PO}^{15}\text{N}$ (inst.)	$\delta\text{PO}^{15}\text{N}$ (acc.)	$\delta\text{PO}^{15}\text{N}$ (gemessen)	Diff
630(0-25m)	56	0,56	n.v.	7,3	2,5	1,4	3,7*	-2,3
647(0-40m)	25	0,25	13,92	11,0	6,2	2,6	2,9	-0,3
658(0-40m)	33	0,33	9,63	9,8	4,9	2,2	5,6	-3,4
663(0-40m)	33	0,33	n.v.	9,8	4,9	2,2	6,9	-4,7
690(0-25m)	11	0,11	n.v.	14,8	9,9	3,5	6,0	-2,5

*) Gewichtung nur nach Tiefenintervallen und nicht nach PON Konzentrationen, da keine PON Messungen vorhanden sind.

Die Differenzbildung erfolgte zwischen dem berechneten akkumulierenden Produkt und den gemessenen Werten, weil immer alle suspendierten Partikel gleichzeitig erfaßt werden, nicht aber die frisch geteilten Zellen allein. Die negativen Differenzen zeigen an, daß die vorgefundenen PO^{15}N Werte gemessen an dem Nitratverbrauch zu hoch sind. Zwei Vorgänge, die die $\delta^{15}\text{N}$ Werte verändern, sind vorstellbar. Es könnte eine Zufuhr von Nitrat in die euphotische Zone stattgefunden haben, oder isotopisch leichtes Material sedimentiert sein.

Da die Nitratzufuhr durch mesoskalige Eddies für nördlich gelegene Gebiete von Smith et al. (1985) beschrieben ist, und die Driftstrecke sehr wahrscheinlich von 2 Eddies beeinflusst war (Podewski, pers. Mitt.), ist eine Nitratzufuhr aus der Nitrakline denkbar. Sie wird durch die Nitratprofile selbst bestätigt, die bis 100 m Tiefe Verluste aufweisen. Auch die Daten der Station 647, die im Packeis lag, sprechen für einen Nitratimport. Dort liegen die gemessenen mittleren Isotopenwerte des Nitrates bei 14 ‰, obwohl noch 25% der winterlichen Konzentrationen vorhanden sind. Erwarten würde man daraufhin nur einen Wert von 11 ‰. Hier muß also Nitrat hinzugekommen sein.

Die Isotopenwerte der Partikel fordern jedoch einen Export isotopisch leichten Materials. Er könnte via Kotballen erfolgt sein. Da in den Freßexperimenten Kotballen isotopisch leicht waren und diese Partikel aufgrund von Größe und spezifischem Gewicht (McCave 1975) leicht sinken, könnten sie ^{14}N preferentiell exportiert haben. Im letzten Kapitel der Diskussion, in dem die Sedimentationsgemeinschaft mit den Wassersäulendaten angesprochen werden, tritt eine Diskrepanz zwischen den Isotopendaten des Fallenmaterials und den suspendierten Partikeln auf. Sie kann teilweise mit dem Verlust isotopisch leichter Komponenten (z.B. Kotballen) aus der saisonale Deckschicht erklärt werden (Kap. 7.4.). Die dritte denkbare Möglichkeit zur Erklärung der Diskrepanz zwischen Messung und Berechnung ist der Import isotopisch schweren Materials in die euphotische Zone. Welcher Art diese Partikel sein sollten, und wie eine Nettozufuhr vonstatten gehen sollte, ist schwer vorstellbar, zumal eine Abnahme der Partikelkonzentration an der Basis der produktiven Deckschicht erfolgt. Daher wird diese Möglichkeit ausgeschlossen.

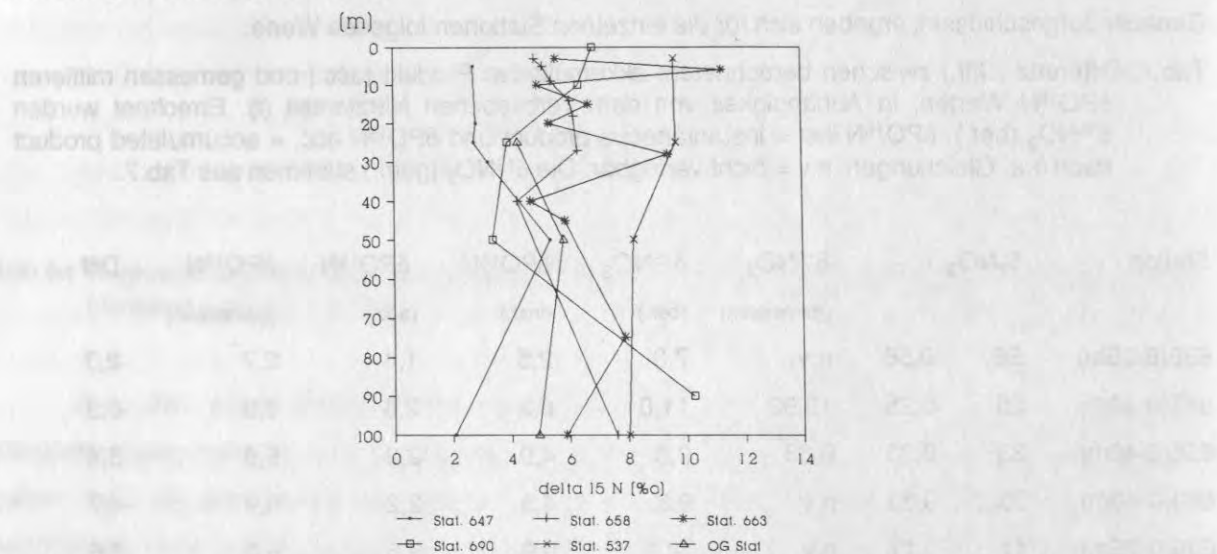


Abb.55 Zusammenfassende Darstellung einiger $\delta^{15}\text{N}$ Profile der oberen 100 m im JM Strom. Station 647, 658, 663, und 690 stammen aus der Driftstudie 1989, Station 537 vom September 1988, und die JM Station vom November 1989.

Felduntersuchungen über den Stickstoffkreislauf mittels ^{15}N Studien sind, wahrscheinlich aus logistischen Gründen, häufiger in Ästuaren als im offenen Ozean durchgeführt worden. Als Beispiele sollen die Arbeiten von Mariotti et al. (1984), Sigleo und Macko (1985), Cifuentes et al. (1988 und 1989), Montoya et al. (eingereicht b) angeführt werden. Sie sind nur schwer mit diesem Datensatz zu vergleichen. In der Studie von Cifuentes et al. (1988) kommt allerdings eine saisonale Zunahme der ^{15}N -Isotope in den Partikeln deutlich zum Ausdruck, die auch im nördlichen Nordatlantik zu beobachten ist. Sie kommt durch die sukzessive Aufnahme der Nährsalze in der Frühlingsblüte zustande. Innerhalb von 3 Wochen steigen im Delaware Ästuar die $\delta^{15}\text{N}$ Werte von 2,3 auf 18,7 ‰ an. Ein so deutlicher Anstieg des ^{15}N Gehaltes im POM müßte mit einem Export von leichtem Material während dieser 3 Wochen Phase zu erklären sein. Dabei könnte es sich in einem Ästuar auch um lateralen Export handeln.

Auch im JM Strom und im LB ist ein Anstieg im $\delta^{15}\text{N}$ der suspendierten Partikel im Laufe der Wachstumsperiode zu sehen, trotz des auf den ersten Blick eher chaotischen Bildes der partikulären $\delta^{15}\text{N}$ Werte (Abb.55). Jedoch steigen die gewichteten Mittelwerte für die euphotische Zone von 2-3 ‰ Ende Juni auf 9,5-11 ‰ im September an (Tab.5). Zu dem Zeitpunkt ist die Nitratkonzentration auf $70 \mu\text{mol m}^{-2}$ abgesunken. Erwartungsgemäß ist der Zusammenhang zwischen $\delta^{15}\text{N}$ Werten und Nitratkonzentration in der produktiven Zone signifikant (Abb.54). Daher habe ich versucht einen Jahrgang der $^{15}\text{NO}_3$ und Partikel $\delta^{15}\text{N}$ Werte mit Hilfe der Fraktionierungsgleichung und den Nitratmessungen von verschiedenen Expeditionen zu rekonstruieren.

Tab.9: Berechnete $\delta^{15}\text{N}$ Werte des Nitrats und der Partikel bei vorgegebener Nitratkonzentration (acc.=akkumuliertes Produkt, inst.=neu gebildetes P.). Die Nitratmengen sind auch als Anteil der Winterkonzentration (f) angegeben. PON und NO_3 sind die integrierten Konzentrationen in der euphotischen Zone (0-40 m).

Zeitraum	NO_3	f	$\delta^{15}\text{NO}_3$	$\delta\text{PO}^{15}\text{N}$ (inst.)	$\delta\text{PO}^{15}\text{N}$ (acc.)	PON (mmol)
Jan-März	500	1	4,71	keine Primärproduktion		
April	n.v.	n.v.	n.v.	0,16	0,16	n.v.
Mai	370	0,74	6,08	1,53	0,81	110
Juni	200	0,40	8,88	4,33	1,99	90-130
Juli	50-150	0,10-0,30	10,2-15,2	5,6-10,6	2,36	145
Aug.	160	0,32	9,89	5,34	2,27	90
Sept.	70-80*)	0,15	13,34	8,79	3,55	45-65
Nov.	240-380	0,48-0,76	8,05-5,96	1,4-3,5	0,8-1,7	20-30

*) Integration nur von 0 bis 25 m Tiefe

Man erkennt trotz der Angabe grober Mittelwerte den erwarteten $\delta^{15}\text{N}$ Anstieg bei abnehmenden Nährsalzkonzentrationen (Tab.9). Dies ist ein Ergebnis, das aus der angewandten Gleichung folgen muß. Interessanter ist der Vergleich der berechneten partikulären $\delta^{15}\text{N}$ Werte mit den Gemessenen (Abb.56a, b).

Der Wachstumsbeginn wurde für April angenommen, daran anschließend erkennt man eine saisonale Entwicklung mit einer Beendigung des Wachstums im September oder Oktober. Das Biomassemaximum liegt im Juli, das isotopische Maximum erst im September. Man erkennt außerdem, daß die gemessenen Werte eher den frisch gebildeten Partikeln ($\delta^{15}\text{N}$ inst.) folgen, als den akkumulierten - ein überraschender Befund. Er stützt die Vorstellung einer ständigen Sedimentation isotopisch leichten Materials.

Vergleicht man die $\delta^{15}\text{N}_{(\text{inst.})}$ Werte und die Gemessenen, so liegen im Juni und Juli die berechneten Werte über den Gemessenen, danach sind die Gemessenen isotopisch schwerer als die Berechneten. Ich vermute, daß dieser Verlauf ein grobes Abbild des saisonalen N-Kreislaufes ist. Im Frühsommer gelangt während der neuen Produktion (und einem unbekannten Anteil regenerierter Produktion) zusätzliches Nitrat in die euphotische Zone, was zu isotopisch leichten Partikeln führt. Obwohl dies für den JM Strom nur für eine Station bestätigt wurde, muß es ein jährlich wiederkehrendes Phänomen sein, das sich am Verlauf der Nitratprofile dokumentiert. Im August und September überwiegen dann degenerative und Nitrat rezirkulierende Prozesse, das biologische Geschehen und die Nährsalzkonzentrationen sind sehr niedrig. Insbesondere abgebautes organisches Material macht Partikel isotopisch schwer (Saino und Hattori 1980), schwerer als die Berechnung vermuten läßt. Zusätzlich kann dies aufgrund der höheren C/N Verhältnisse vermutet werden. Sie lagen um 8 ‰ gegenüber 5-7 ‰ im Juni und Juli. Signifikant ist dieser Zusammenhang zwischen ^{15}N und C/N jedoch nicht, zumal im November bei angestiegenem C/N Verhältnis die Isotopenwerte wieder gesunken waren. Im November, wo jegliche Primärproduktion und NO_3 Aufnahme beendet ist, liegen die berechneten Werte, die sich nur nach der Nitratkonzentration richten, erwartungsgemäß unterhalb der tatsächlichen Werte (Abb.56b).

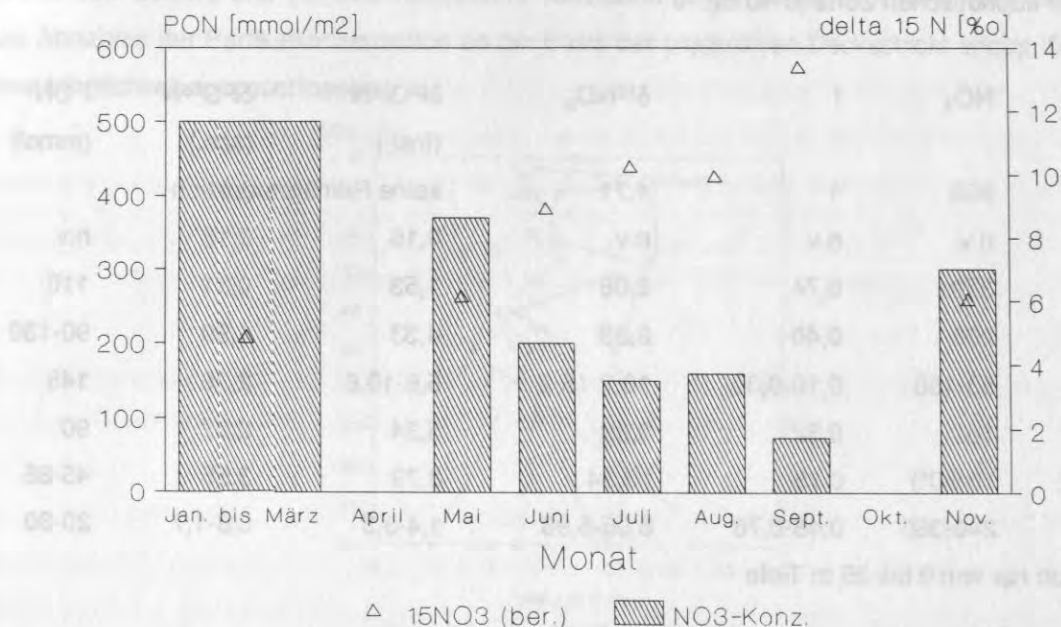


Abb.56a Darstellung der aus den Nitratkonzentrationen berechneten $\delta^{15}\text{NO}_3$ Werte. Alle Werte stellen nur grobe mittlere Werte dar. Die Angabe für Jan. bis März ist aus Februarwerten extrapoliert. Weitere Informationen im Text.

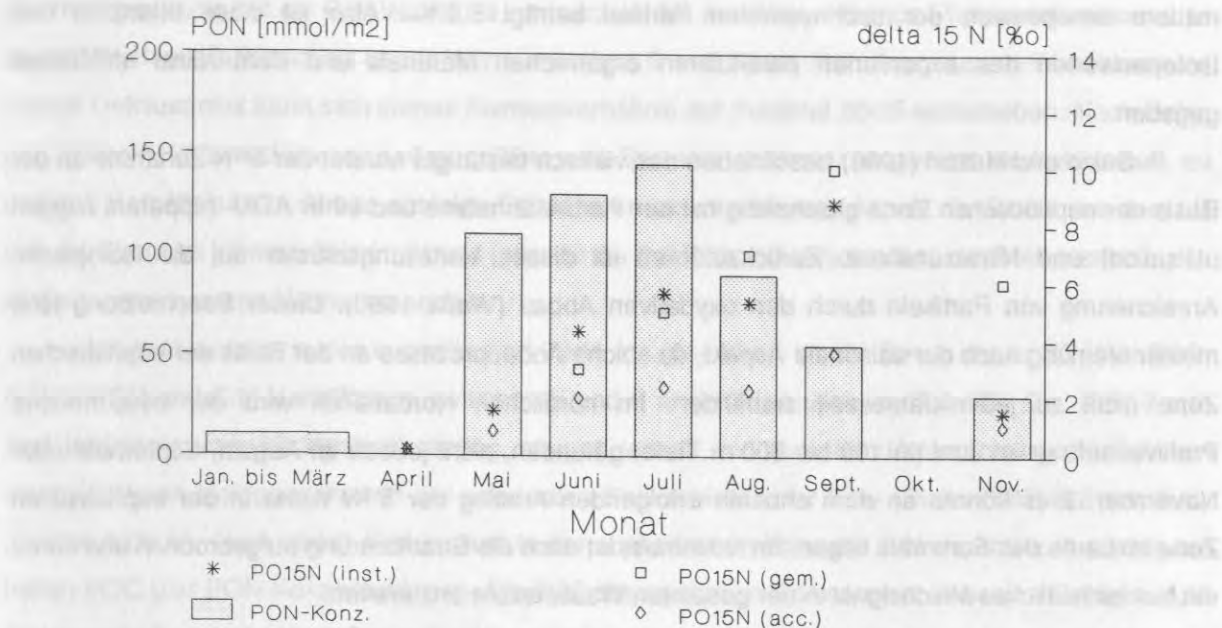


Abb.56b Darstellung gemessener PON Konzentrationen (Balken) und gemessener mittlerer $\delta^{15}\text{N}$ Werte für die gesamte Wassersäule (s.Tab.5, 6). Außerdem aufgetragen wurden aus den Nitratkonzentrationen (s.Abb.56a) berechnete $\delta\text{PO}^{15}\text{N}$ Werte für das "instantenous" und das "accumulated" product. Die Angabe für Jan. bis März ist aus Februarwerten extrapoliert. Erläuterungen s. Text.

Vergleichbare Datensätze aus dem marinen Bereich wurden bislang relativ wenig veröffentlicht. Sie stammen aus dem offenen subtropischen Atlantik (Sargasso See, Altabet 1988, 1989) und einem Warmwasser-Ring (Altabet und McCarthy 1985, 1986), dem nordöstlichen Indik (Saino und Hattori 1980) und dem offenen Pazifik mit angrenzenden Meeresgebieten (Saino und Hattori 1987). Die "warm core ring" Daten zeigen sehr deutlich die bereits erläuterte Zunahme in den $\delta^{15}\text{N}$ Partikelwerten. Sie steigen von -2,6 bis 3,3 ‰ vor der Stratifizierung der Wassersäule und einer Nitratkonzentration von 5 μMol auf 4-11 ‰ nach Aufnahme aller Nährsalze. Altabet und McCarthy (1985) erwägen als Ursache neben der Fraktionierung bei der Nitrataufnahme den Eintrag von Schelfwasser mit hohem $\delta\text{PO}^{15}\text{N}$. Weitere Prozesse, die Veränderungen der Isotopendaten im offenen Ozean verursachen, wurden auch von Altabet (1988) untersucht. Er beschreibt die isotopische Zusammensetzung von suspendierten und sedimentierten Partikeln. Er postuliert darin den Export isotopisch schweren Materials in Form von Kotballen. Dieses Ergebnis steht in krassem Gegensatz zu den eigenen Daten. Kotballen müßten jedoch trotz gegenteiliger Befunde (Checkley und Entzeroth 1985) meines Erachtens nach isotopisch leicht sein. Copepoden sind ca. 3,5 ‰ schwerer als ihre Nahrung (DeNiro und Epstein 1981). Eine Massenbilanz von Nahrung, Copepoden und Exkreten muß daher eigentlich zu isotopisch leichten Exkreten führen, was Checkley und Miller (1989) für Ammonium auch zeigen konnten. Altabet (1988) sieht in dem Export von Partikeln mit einem mittleren $\delta^{15}\text{N}$ von 3,7 ‰ das Äquivalent des Nitrat Isotopenwertes, da Nitrat unterhalb der euphotischen Zone eben diesen Wert aufweist. Dieses Ergebnis bestätigen meine Daten auf den ersten Blick nicht, da hohe saisonale Schwankungen im $\delta^{15}\text{N}$ der sinkenden Partikel auftreten. Im Jahresmittel sieht diese Bilanz jedoch anders aus: das Nitrat im Tiefenwasser hat einen Mittelwert von 4,71 ‰, der gewichtete

mittlere Isotopenwert der sedimentierten Partikel beträgt 5,6 ‰. Also ist diese Bilanz in den Isotopenwerten des exportierten partikulären organischen Materials und dem Nitrat annähernd gegeben.

Saino und Hattori (1980) beschrieben das vielfach bestätigte Muster der $\delta^{15}\text{N}$ Zunahme an der Basis der euphotischen Zone gleichzeitig mit der Partikelabnahme und einer AOU- (apparent oxygen utilisation) und Nitratzunahme. Zurückzuführen ist dieses Verteilungsmuster auf die isotopische Anreicherung von Partikeln durch den oxydativen Abbau (Wada 1980). Dieser Beschreibung fehlt meiner Meinung nach der saisonale Aspekt, da solche Abbauprozesse an der Basis der euphotischen Zone nicht zu jeder Jahreszeit stattfinden. Im nördlichen Nordatlantik wird der beschriebene Profilverlauf nur im Juni (in 100 bis 500 m Tiefe) gefunden, nicht jedoch im August, September oder November. Dies könnte an dem ohnehin erfolgenden Anstieg der $\delta^{15}\text{N}$ Werte in der euphotischen Zone im Laufe des Sommers liegen. Im November ist dann die Stratifizierung aufgebrochen und daher ein fast einheitliches Mischsignal in der gesamten Wassersäule anzutreffen.

Zusammenfassend möchte ich festhalten, daß das ^{15}N Isotopensignal in der euphotischen Zone hauptsächlich durch die Fraktionierung bei der Nährsalzaufnahme und Abbauprozesse geprägt wird. Dabei steigen die Isotopenverhältnisse vermutlich von ca. 0 ‰ zu Beginn des Wachstums auf über 10 ‰ im Herbst an. Ein Import von Nitrat in die euphotische Zone muß aufgrund der Nitratprofile, die erst in über 100m Tiefe ihre winterliche Konzentration erreichen, gegeben sein. Gleichzeitig findet wahrscheinlich ein Export isotopisch leichter Partikel statt. Die Berechnungen der Partikel $\delta^{15}\text{N}$ Werte und der Vergleich mit gemessenen mittleren Werten bestätigt diese Vermutungen eines Wechselspiels zwischen Nitratimport, Partikelexport im Frühsommer und Sommer und Abbauprozessen im Herbst.

7.2. Modifikation des Isotopensignals in der Wassersäule - suspendierte Partikel unterhalb der euphotischen Zone

Dieser Abschnitt der Diskussion über die Modifikation des Isotopensignals in der gesamten Wassersäule u.a. durch den Einfluß von heterotrophen Organismen wird sich mit den darauffolgenden über die Abbildung dieses Signals im sedimentierten Material teilweise überlappen, da eine Wechselwirkung zwischen den suspendierten und sedimentierten Partikeln stattfindet (Alldredge und Gotschalk 1988) und ihre Trennung nur in den Sammelmethode begründet liegt (Fowler und Knauer 1986, Wakeham und Canuel 1988). Suspendierte Partikel werden durch Filtration, sedimentierte durch Sinkstoffallen gewonnen.

Nach dem autotrophen Biomasseaufbau, der im ersten Abschnitt erläutert wurde, erfolgt eine Modifikation entweder durch Grazing, bevorzugte Bildung bestimmter Metabolite in Phyto- und Zooplanktonorganismen (z.B. Lipidsynthese) oder durch mikrobiellen Abbau. Da das Grazing im nächsten Abschnitt behandelt werden soll, gehe ich zunächst auf die Zusammensetzung biogener Partikel in der Wassersäule anhand der C/N Verhältnisse ein, um einen denkbaren Jahresgang der Partikelzusammensetzung insbesondere unterhalb der euphotischen Zone aufzuzeigen.

Nach Goldman (1980) bestehen Phytoplanktonorganismen bei hohen Wachstumsraten von 0,9 pro Tag zu 50-60% aus Proteinen, 30-40% aus Kohlenhydraten und 10-20% aus Lipiden. Diese

Zusammensetzung hat ein C/N Verhältnis von minimal 5,2 zur Folge, lebende Phytoplanktonbiomasse zeichnet sich im Durchschnitt durch Werte zwischen 5 und 7 aus. Bei langsamerem Wachstum und hohem Detritusanteil kann sich dieses Elementverhältnis auf maximal 20-25 verschieben. Nach Saino und Hattori (1980) und Parsons et al. (1984) wird Stickstoff schneller umgesetzt als Kohlenstoff, so daß das Verhältnis beim Abbau ansteigt. Betrachtet man unter diesem Aspekt die Profile aus dem LB und JM Strom im jahreszeitlichen Ablauf (obwohl die Daten aus 2 verschiedenen Jahren stammen) so wird ein gemeinsames Muster erkennbar.

Im **Juni** werden in der euphotischen Zone (ca. 0 - 40 m) im JM Strom bis zu 30 μMol POC, 6 μMol PON und C/N Verhältnisse zwischen 5 und 8 angetroffen (Anhang Tab.12). Die $\delta^{15}\text{N}$ Werte sind (abhängig vom Nitratgehalt) niedrig, steigen jedoch im Laufe der Untersuchung deutlich von einem mittleren Isotopengehalt in der saisonalen Deckschicht unter 3 ‰ (Station 647) auf fast 7 ‰ (Station 663) an. Auch im LB sind im Juni in der euphotischen Zone die C/N Verhältnisse niedrig bei hohen POC und PON Konzentrationen. Die $\delta^{13}\text{C}$ Werte sind im Frühsommer in beiden Gebieten (JM Strom und LB) sehr hoch (-23 bis -21,5 ‰). Dies wurde als Anzeichen für die Dominanz autotropher Prozesse bei der Bildung des Isotopensignals gewertet, obwohl heterotrophe Organismen vorhanden sind und ein Teil der Produktion durch rezirkulierte Nährsalze vonstatten geht.

Unterhalb der euphotischen Zone sind die C/N Verhältnisse in beiden Gebieten mit 12-17 hoch, die $\delta^{15}\text{N}$ Mittelwerte für die gesamte Wassersäule um 2-3 ‰ geringer als in der saisonalen Deckschicht (Tab.5, 6). Die $\delta^{13}\text{C}$ Mittelwerte der Wassersäule sind gegenüber der euphotischen Zone im JM Strom um 1-3 ‰ leichter, im LB nur um 0,2 ‰ (Tab.5, 6, Abb.57, 58). Diese Unterschiede insbesondere in den Isotopenwerten und den C/N Verhältnissen werden als Hinweis darauf gedeutet, daß frisch gebildetes Material noch nicht in größere Tiefen vorgedrungen ist. Es gibt starke Gradienten auch der PON- und POC Konzentration an der Thermokline.

Bemerkenswert ist hier die Station 690 im JM Strom, die niedrigere ^{15}N Isotopenwerte in der saisonalen Deckschicht aufweist, darunter jedoch bis in 2000 m Tiefe hohe Werte (bis zu 17,20 ‰) aufweist, wie sonst nur die Septemberstationen im JM Strom und LB. Hier scheint also bereits Anfang Juli isotopisch schweres Material die euphotische Zone verlassen zu haben.

Zwischen Juni und **September** ist isotopisch schweres POM offenbar bis ins Tiefenwasser vorgedrungen. Schon die niedrigen C/N Verhältnisse von 10 -11 deuten diese Veränderung an. Die Konzentrationen von Stickstoff und Kohlenstoff sind in der gesamten Wassersäule leicht erhöht (Tab.5, 6). Deutlich verschoben haben sich beide Isotopenkurven: für $\delta^{15}\text{N}$ auf einen mittleren Wert von 10 ‰, der auch schon in der euphotischen Zone angetroffen wird, für $\delta^{13}\text{C}$ auf -25 ‰, wobei die Werte in der saisonalen Deckschicht etwas geringer sind. Welcher Prozeß die Partikel in der euphotischen Zone isotopisch schwer gemacht hat, wurde im vorangegangenen Kapitel erklärt. Offen bleibt die Frage, wodurch suspendierte Partikel in große Wassertiefen gelangt sind. Es wird spekuliert, daß die im Frühsommer auf dem VP und im LB stattfindende Sedimentation großer schnell sinkender Partikel, die dann teilweise auseinanderfallen, isotopisch leichtes Material in die Tiefe gebracht haben. Die so entstandenen langsam oder gar nicht sinkenden Partikel (Allgrege und Gottschalk 1988) werden dann mikrobiell verändert und dadurch isotopisch schwerer (Wada 1980, Libes und Deuser 1988). Daher liegen im September hohe $\delta^{15}\text{N}$ Werte in der Wassersäule vor. Außerdem sind die

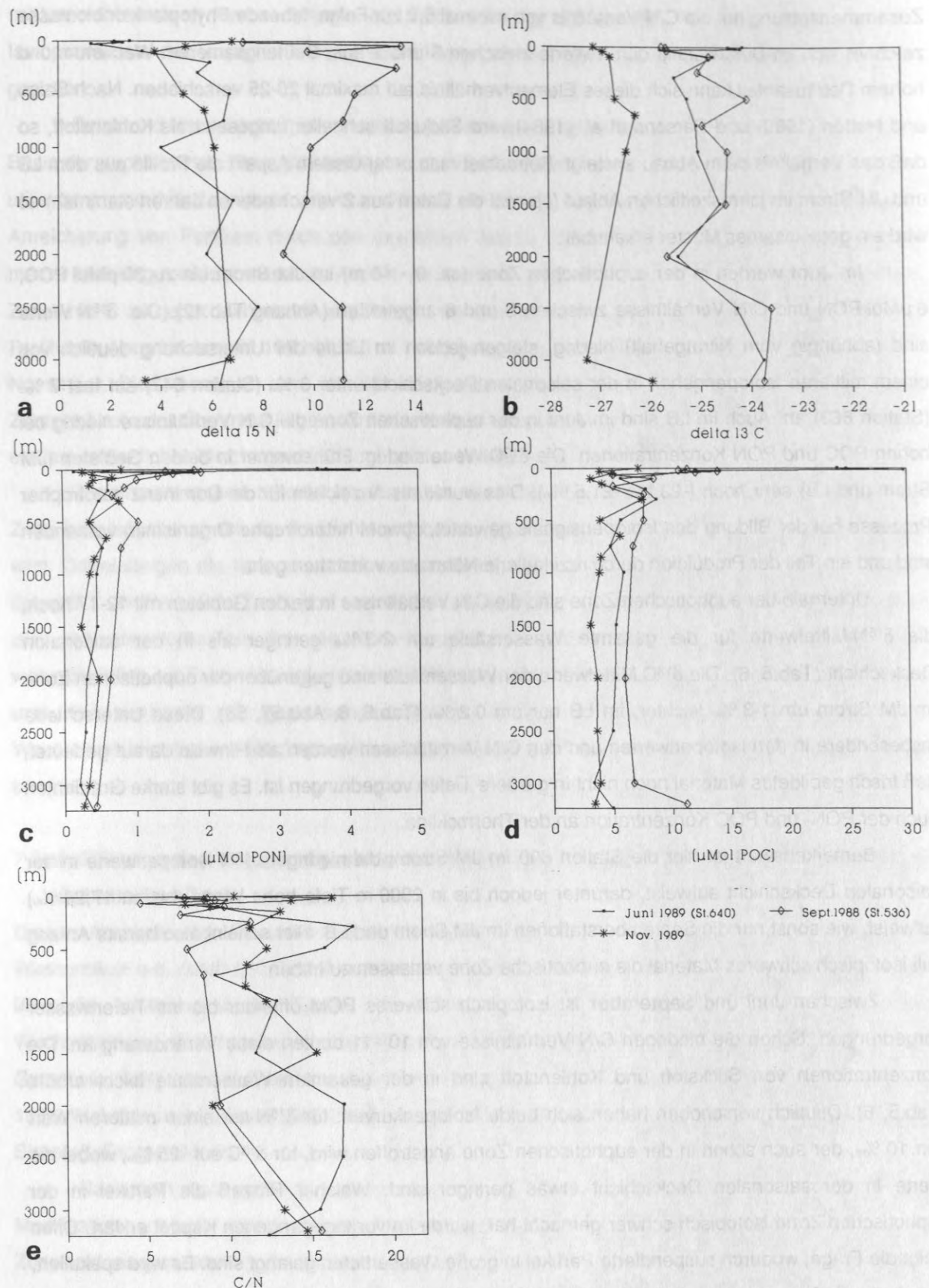


Abb.57 Zusammenstellung verschiedener Parameter der 3 Stationen im Lofotenbecken vom Juni 1989, September 1988 und November 1989. a) $\delta^{15}\text{N}$ Werte b) $\delta^{13}\text{C}$ Werte c) Konzentrationen partikulären organischen Stickstoffs (PON) und d) Kohlenstoffs (POC) e) C/N Werte.

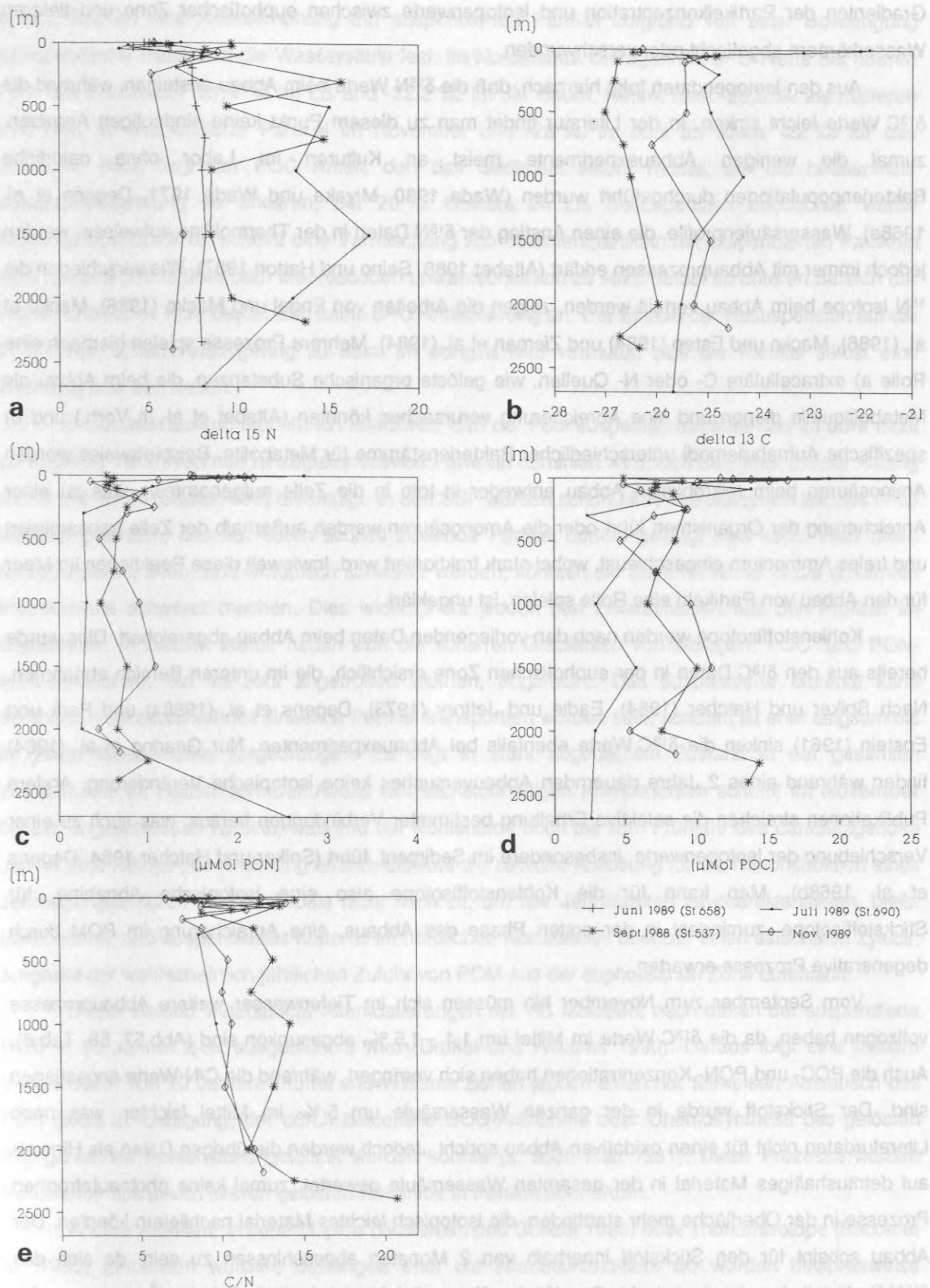


Abb.58 Zusammenstellung verschiedener Parameter von 3 ausgewählten Stationen im Jan Mayen Strom vom Juli 1989, September 1988 und November 1989. **a)** $\delta^{15}\text{N}$ Werte **b)** $\delta^{13}\text{C}$ Werte **c)** Konzentrationen partikulären organischen Stickstoffs (PON) und **d)** Kohlenstoffs (POC) **e)** C/N Werte.

Gradienten der Partikelkonzentration und Isotopenwerte zwischen euphotischer Zone und tieferen Wasserkörpern abgeflacht oder verschwunden.

Aus den Isotopendaten folgt hiernach, daß die $\delta^{15}\text{N}$ Werte beim Abbau ansteigen, während die $\delta^{13}\text{C}$ Werte leicht sinken. In der Literatur findet man zu diesem Punkt keine eindeutigen Angaben, zumal die wenigen Abbauxperimente meist an Kulturen im Labor ohne natürliche Bakterienpopulationen durchgeführt wurden (Wada 1980, Miyake und Wada 1971, Degens et al. 1968a). Wassersäulenprofile, die einen Anstieg der $\delta^{15}\text{N}$ Daten in der Thermokline aufweisen, werden jedoch immer mit Abbauprozessen erklärt (Altabet 1988, Saino und Hattori 1987). Wie verschieden die ^{15}N Isotope beim Abbau verteilt werden, zeigen die Arbeiten von Engel und Macko (1986), Macko et al. (1986), Macko und Estep (1984) und Ziemann et al. (1984). Mehrere Prozesse spielen hiernach eine Rolle a) extracelluläre C- oder N- Quellen, wie gelöste organische Substanzen, die beim Abbau als Metabolitquelle dienen und eine Abreicherung verursachen könnten (Altabet et al. in Vorb.) und b) spezifische Aufnahmemodi unterschiedlicher Bakterienstämme für Metabolite. Beispielsweise werden Aminosäuren beim mikrobiellen Abbau entweder in toto in die Zelle aufgenommen, was zu einer Anreicherung der Organismen führt oder die Aminosäuren werden außerhalb der Zelle transaminiert und freies Ammonium eingeschleust, wobei stark fraktioniert wird. Inwieweit diese Reaktionen im Meer für den Abbau von Partikeln eine Rolle spielen, ist ungeklärt.

Kohlenstoffisotope werden nach den vorliegenden Daten beim Abbau abgereichert. Dies wurde bereits aus den $\delta^{13}\text{C}$ Daten in der euphotischen Zone ersichtlich, die im unteren Bereich abnahmen. Nach Spiker und Hatcher (1984), Eadie und Jeffrey (1973), Degens et al. (1968a) und Park und Epstein (1961) sinken die $\delta^{13}\text{C}$ Werte ebenfalls bei Abbauxperimenten. Nur Gearing et al. (1984) finden während eines 2 Jahre dauernden Abbauprozesses keine isotopische Veränderung. Andere Publikationen streichen die selektive Erhaltung bestimmter Verbindungen heraus, was auch zu einer Verschiebung der Isotopenwerte, insbesondere im Sediment, führt (Spiker und Hatcher 1984, Degens et al. 1968b). Man kann für die Kohlenstoffisotope also eine isotopische Abnahme, für Stickstoffisotope, zumindest in der ersten Phase des Abbaus, eine Anreicherung im POM durch degenerative Prozesse erwarten.

Vom September zum November hin müssen sich im Tiefenwasser weitere Abbauprozesse vollzogen haben, da die $\delta^{13}\text{C}$ Werte im Mittel um 1,1 - 1,5 ‰ abgesunken sind (Abb. 57, 58, Tab. 6). Auch die POC- und PON- Konzentrationen haben sich verringert, während die C/N Werte angestiegen sind. Der Stickstoff wurde in der ganzen Wassersäule um 5 ‰ im Mittel leichter, was nach Literaturdaten nicht für einen oxidativen Abbau spricht. Jedoch werden die übrigen Daten als Hinweis auf detritushaltiges Material in der gesamten Wassersäule gewertet, zumal keine photoautotrophen Prozesse in der Oberfläche mehr stattfinden, die isotopisch leichtes Material nachliefern könnten. Der Abbau scheint für den Stickstoff innerhalb von 2 Monaten abgeschlossen zu sein, da sich das $\delta^{15}\text{N}$ Profil mit dem im Juni deckt. Den Winter über vollzieht sich isotopisch keine Änderung mehr. Beim Kohlenstoff deutet sich eine leichte Anreicherung in den $\delta^{13}\text{C}$ Werten von November bis Juni hin an. Das bedeutet, daß degenerative Prozesse länger die kohlenstoffhaltigen Komponenten verändern. Zu berücksichtigen sind jedoch Resuspensionsprozesse, da sie die $\delta^{13}\text{C}$ Werte bis in 300 m über dem Meeresboden isotopisch schwerer machen könnten. Druffel und Williams (1990) stellten im Santa

Monica Becken eine Alterserhöhung der suspendierten Partikel aufgrund von einer Beimengung resuspendierter Partikel in die Wassersäule fest. Im Nordatlantik betrugen die $\delta^{13}\text{C}$ Werte der oberen 5 cm des Sediments -21,4 ‰ im LB und -22,2 ‰ im JM Strom. Nimmt man -26,5 ‰ als mittleren $\delta^{13}\text{C}$ Wert für suspendierte Partikel im November und -25 ‰ im Juni an sowie -22 ‰ für das Sediment, dann liegt der POC Anteil, den das Sediment liefern müßte, um die beobachtete Isotopenveränderung zu erklären, bei 20 %. Obwohl im LB Resuspension beobachtet wurde (Bodungen im Druck b), scheint eine Vermischung von Sedimentpartikeln mit suspendierten Partikeln mehr als 300-500 m über dem Meeresboden unwahrscheinlich zu sein. Selbst im unteren Bereich der Profile, in 2500 m Tiefe deutet sich keine $\delta^{13}\text{C}$ Anreicherung an. Der Einfluß der Resuspension auf die $\delta^{13}\text{C}$ Werte, scheint also gering zu sein. Im übrigen wird vermutet, daß die Partikel selbst eine Änderung erfahren haben.

Zusammenfassend möchte ich festhalten, daß der Pool suspendierten Materials im Juni nicht bis in große Tiefen von neu hinzugekommenen Partikeln dominiert wird, sich dies aber bereits Anfang Juli im JM Strom (Station 690) ankündigt. In den SSF wurden schon Mitte Mai isotopisch leichtes (^{15}N) Material gefunden, das nur durch schnell sinkende Partikel dorthin gelangt sein kann. Falls diese disaggregieren, altern und isotopisch schwerer werden, könnten sie die $\delta^{15}\text{N}$ Werte in der gesamten Wassersäule schwerer machen. Dies widerspricht jedoch den Erkenntnissen aus den Profilen im **September**. In diesem Monat haben sich die scharfen Gradienten von Isotopen, POC- und PON-Konzentrationen, die im Juni angetroffen wurden, abgeflacht. Das suspendierte Material kann demnach nicht durch schnell sinkende Partikel transportiert worden sein, sondern ist eher langsam bis in große Wassertiefen vorgedrungen. Es liegt in stark abgebautem Zustand in der gesamten Wassersäule im Herbst vor. Der Abbau der stickstoffhaltigen Komponenten scheint im **November** bereits abgeschlossen zu sein, während der Kohlenstoff noch bis zum Frühjahr des darauffolgenden Jahres eine isotopische Änderung erfährt. Obwohl die zeitliche Auflösung für die Rekonstruktion eines Jahresganges durch diese 3 Profile nicht hoch ist, um alle Jahreszeiten zu charakterisieren, bleibt festzuhalten, daß suspendiertes Material im nördlichen Nordatlantik offenbar einen saisonalen Zyklus, aufgrund der wahrscheinlich jährlichen Zufuhr von POM aus der euphotischen Zone durchläuft.

Dieser Befund widerspricht Altersdatierungen mit ^{14}C Isotopen, nach denen der suspendierte POC in 30 Jahren 2-3x ausgetauscht wird (Druffel und Williams 1990). Daraus folgt eine mittlere Verweildauer von 10 Jahren. Druffel und Williams ziehen jedoch einen nur teilweisen Austausch des POC pools in Erwägung, der durch bakterielle DOC-Aufnahme oder Chemosynthese des gelösten anorganischen Kohlenstoffs geleistet werden könnte (s. auch Rau 1991). Diese Prozesse würden Kohlenstoff aus einem älteren gelösten Reservoir in Partikel überführen.

Andere Arbeiten, in denen Lipide (Wakeham und Canuel 1988) oder Thoriumisotope (Bacon et al. 1985) gemessen wurden, bestätigen eher die Nordatlantikdaten. So wurden beispielsweise überraschend viele labile Komponenten im suspendierten Material in großen Wassertiefen im Nordpazifik gefunden und frischen Phytoplanktern zugeordnet. Ähnliches bestätigen Lipidmessungen, die an Material aus dem Nordatlantik durchgeführt wurden (Thomsen und Schulz, pers. Mitt.). Die Messungen radioaktiver Tochter - Eltern - Paare mit jeweils unterschiedlichen partikelreaktiven Eigenschaften ließen auch einen Austausch zwischen den Pools suspendierter und sedimentierter

Partikel vermuten. Das Problem der Aggregation und Disaggregation schnell sinkenden Materials, das so das Reservoir kleiner schwebender Partikel speisen könnte, wird in diesem Zusammenhang im letzten Kapitel aufgegriffen.

7.3. Beeinflussung des Isotopensignals durch die Aktivität herbivorer Zooplankter

Obwohl Kotballen im weitesten Sinne zu Abbauprodukten zu rechnen sind, werden sie hier in einem eigenen Kapitel diskutiert. Dies liegt einmal an ihrer umstrittenen Bedeutung für das Sedimentationsgeschehen (Urré und Knauer 1981, Pilskaln und Honjo 1987, Noji 1991), und außerdem an ihrer isotopischen Signatur, die sie von anderen Abbauprodukten unterscheidet.

Zur Fraktionierung der C- und N- Isotope durch Freßaktivität von Zooplanktonorganismen sind zahlreiche Ergebnisse publiziert worden (z.B. Park und Epstein 1961, McConnaughey und McRoy 1979, DeNiro und Epstein 1981, Rau et al. 1983, Fry et al. 1984, Gearing et al. 1984, Kiyashko 1987, Wada et al. 1987, Altabet und Small 1990, Fry und Wainwright 1991). Zusammenfassend kann man festhalten, daß eine Anreicherung in den Organismen gegenüber der Nahrung stattfindet und die Exkretions- und Respirationsprodukte (NH_4 und CO_2) isotopisch leichter sind (Rau et al. 1983, Checkley und Miller 1989). Im Gegensatz dazu ist das von Pflanzen ausgeatmete Kohlendioxyd wahrscheinlich isotopisch schwerer (Degens 1969). Isotopenwerte von Kotballen gibt es wesentlich weniger als von Organismen. Diese sind widersprüchlich, es wird jedoch vermehrt die Meinung vertreten, daß Kotballen isotopisch schwerer als die Nahrung sind. Checkley und Entzeroth (1985) ordnen Nahrung, Copepoden und Kotballen nach den Isotopengehalten. Dabei sind die $\delta^{13}\text{C}$ Werte der Tiere höher als die der Kotballen und letztere höher als die der Nahrung, bei den $\delta^{15}\text{N}$ Werten ist die Reihenfolge anders hier sind die Kotballen isotopisch schwerer als die Nahrung und die wiederum als die Tiere.

Die Nahrungsausnutzung bzw. die Effizienz der Verdauung könnten unterschiedlich für Zucker, Fette und Aminosäuren sein. Da Metabolite unterschiedliche Isotopenwerte haben und in verschiedenen Anteilen in der Nahrung vorkommen, könnte sich dies auch isotopische in den Kotballen abbilden. Die Copepoden müssen sich zudem enzymatisch an das Nahrungsangebot anpassen (Hasset und Landry 1983), und würden bei schlechter Anpassung eventuell weniger stark fraktionieren. Ähnliches zeigten D'Avanzo und Valiela (1990), indem sie detritivore Fische untersuchten, und bei offenbar gut an die Nahrung adaptierten Tieren höhere $\delta^{15}\text{N}$ Werte fanden.

Es könnte auch sein, daß durch selektives Fressen der Copepoden artabhängige Isotopengehalte in der Nahrung zum Tragen kämen. Montoya et al. (eingereicht b) fanden in Hunger-Experimenten mit Crustaceen, daß die Kotballen isotopisch (^{15}N) leichter als ihre Produzenten und die Partikel im Wasser waren. Sie vermuteten, daß die Werte der Kotballen entweder eine selektive Nahrungsaufnahme widerspiegeln oder von Partikeln herrühren, die bei höheren Nitratgehalten produziert worden waren. Daß eine schnelle isotopische Anpassung von den Tieren an ihre Nahrung erfolgt, zeigten Montoya et al. (eingereicht a) durch Studien in der Chesapeake Bay. Hier hatten sich die Tiere innerhalb einer Woche nach einer Änderung der $\delta^{15}\text{N}$ Werte im anorganischen Stickstoff isotopisch an die "neu" produzierte Nahrung angepaßt. In den $\delta^{13}\text{C}$ Werten von Kotballen von Euphausia superba in der Antarktis fand Fischer (1989) eine Anreicherung um 3 ‰. Eventuell werden

die isotopisch leichten Lipidverbindungen, die als Reservestoffe vom antarktischen Phytoplankton synthetisiert werden (Smith und Morris 1980), preferentiell verdaut, das ausgeschiedene partikuläre Material dadurch isotopisch leichter als die Nahrung. Das wäre energetisch und ökologisch sicherlich günstig. McConnaughey und McRoy (1979) weisen in einer Untersuchung aus der Bering See darauf hin, daß die hohen Lipidgehalte im Organismus durch ihren Einfluß auf den $\delta^{13}\text{C}$ Wert des gesamten Tieres sogar die trophische Stellung nicht mehr eindeutig erkennen lassen.

Meine Daten aus den Experimenten zeigen dagegen sowohl für Kohlenstoff als auch für Stickstoff eine Abreicherung in den Kotballen, die sich durch fast alle Experimente zieht. Da zum Teil mit Netzplankton oder mit Phytoplankton aus einem Tankexperiment gefüttert wurde (Tab.1), das vermutlich isotopisch anders als die Nahrung vor den Experimenten war, kann nur eine Beziehung zwischen den Isotopenwerten von Nahrung und Kotballen hergestellt werden und nicht zu den Copepoden selbst. Hierbei zeigt sich für die Kohlenstoffisotope eine Abreicherung um 0,16 bis 3,95 ‰, im Mittel um $2,28 \pm 1,6$ ‰, in keinem Experiment ist eine Anreicherung zu verzeichnen gewesen. Bei den Stickstoffisotopen waren in einem Experiment die Kotballen um 4,79 ‰ schwerer als die Nahrung. Alle übrigen 6 Experimente zeigen hohe Abreicherungen in den Kotballen um 1,45 bis 10,8 ‰, im Mittel $5,07 \pm 2,94$ ‰. Diese bevorzugte Aufnahme des schweren Isotopes könnte in der Bindung der Isotope in preferentiell verdauten Komponenten liegen. Da ich keine Hinweise auf die biochemische Zusammensetzung der Nahrung und die Verteilung der Isotope darin habe, kann diese Ursache nur vermutet werden. Da die Tiere jedoch immer isotopisch schwerer sind als die Nahrung (Miyake und Wada 1967, DeNiro und Epstein 1981, Fry 1988), müßten aufgrund einer Massenbilanz die Exkrete isotopisch leichter sein. Unter dieser Voraussetzung, halte ich meine Ergebnisse für schlüssig.

Die Bildung von Kotballen führt also zu isotopisch verändertem Material, das nach Meinung vieler Wissenschaftler aufgrund der Partikelgröße und des hohen spezifischen Gewichtes schnell in große Tiefen sinken soll (Honjo und Roman 1978). Seit der Arbeit von Pilskaln und Honjo (1987) ist klar, daß Kotballen auch nur wenig zum Fluß beitragen können und die Absinkgeschwindigkeit u.a. von den Nahrungsorganismen abhängt (Bienfang 1980, Voß 1991). Die Arbeiten von Bathmann et al. (1987), Peinert et al. (1989), Lampitt et al. (1989) und Noji (1989) untersuchten dieses Phänomen in der Norwegischen See genauer und konnten den Beitrag, den die Copepoden selbst zur Suspension ihrer Kotballen im Frühjahr auf dem VP beitragen, aufzeigen. Die produzierten Kotballen stellten sich als fragile durch verschiedene Prozesse (Coprophagie, Coprorexhy, Coprochaly) leicht zerstörbare Partikel heraus (Noji et al. 1991, Voß 1991, Lampitt et al. 1990), die nur unter bestimmten Bedingungen sedimentieren. Dadurch trägt Kotballenmaterial zum suspendierten und sedimentierten Material in der Norwegischen See bei. Das Geschehen auf dem Vöringsplateau wird im Zusammenhang mit der Sedimentation daher im letzten Kapitel nochmal aufgegriffen. Weil Kotballen isotopisch mehrere Promill leichter sind als das Phytoplankton, beeinflussen sie die Isotopengehalte des POM Pools. Die relativ niedrigen $\delta^{13}\text{C}$ Werte des suspendierten Materials im August auf dem Vöringsplateau könnten durch einen hohen Kotballenanteil zustande gekommen sein. Es wäre in diesem Zusammenhang besonders interessant Isotopendaten von anderen Größenklassen von

Partikeln zu kennen. Da dies stark erhöhte Probenmengen erfordert, mußte zunächst darauf verzichtet werden.

7.4. Abbildung pelagischer Prozesse im Material der Sinkstofffallen und Wechselwirkung mit dem suspendierten Partikelpool

Nach einer kurzen methodischen Betrachtung zur Genauigkeit der Flußmessungen mittels Sinkstofffallen und dem Problem der Lagerung dieser Proben, sollen allgemein und speziell auf das Nordmeer bezogene Ursachen der Sedimentation diskutiert werden.

Sinkstofffallen als Methode zur Erfassung des vertikalen Partikelflusses sind seit ihren ersten Einsätzen umstritten, stellen jedoch gleichzeitig das beste Mittel zur Abschätzung des Transportes in die Tiefsee dar. Als besonders problematisch werden die Fixierungsmittel, Positionierung in der Wassersäule und die "Schwimmer" angesehen (Gardner et al. 1983, Bloesch 1988, Bodungen 1989). Insbesondere dem "swimmer Problem" wurde in den letzten Jahren viel Aufmerksamkeit geschenkt (Michaels et al. 1990, Silver und Gowing 1991). Diese Zooplanktonorganismen, die aktiv die Fallen erreichen und darin durch zugesetzte Gifte sterben, können Anteile von bis zu 90% des Kohlenstoffes ausmachen (Michaels et al. 1990). Ihr Einfluß auf den Massenfluß soll unterhalb von 200 m auf ein Minimum absinken. Daher wurde sogar vermutet, daß die Abnahme des Partikelflusses mit der Tiefe ein Artefakt aufgrund des abnehmenden Schwimmeranteils sein könnte (Michaels et al. 1990). Eine qualitative und quantitative Modifikation des Materials durch die Schwimmer, meist Copepoden und Amphipoden, fand in Driftstudien im JM Strom 1990 nicht statt (v.Bodungen et al. im Druck a). Allein die Betrachtung der Proben vor der Verarbeitung vermittelt den Eindruck, daß insbesondere Amphipoden das eigentliche Probenvolumen um ein Vielfaches übertreffen können. Für diese Arbeit von besonderem Interesse ist die isotopische Veränderung des Materials durch den Einfluß der Crustaceen und eine lange Lagerungszeit der Proben. Die Proben der NB 2-Serie (1986-87) sind diesbezüglich besonders kritisch zu betrachten, da sie über 2 Jahre vor ihrer Bearbeitung verwahrt wurden. Daß eine Modifikation des Materials stattgefunden haben könnte, wird durch extrem hohe C/N Verhältnisse angedeutet, die vermehrt in diesen Proben angetroffen wurden. Sie könnten durch den Abbau der Stickstoffkomponenten hervorgerufen sein. Daß eine gewisse Freisetzung von anorganischen Nährsalzen aus dem Probenmaterial trotz Fixierung stattfindet, belegen erste Messungen in den wässrigen Überständen der Fallengläser (v.Bodungen et al. im Druck a). Auch die $\delta^{15}\text{N}$ Werte sind in beiden Tiefenhorizonten (1000 und 3000 m Tiefe) relativ hoch, verglichen mit den NB3- und 4- Proben. Zudem waren 1986-87 in 1000 m Tiefe Maxima- und Minima perioden in den Isotopenwerten nicht so ausgeprägt wie in den darauffolgenden Jahren. Beides läßt mikrobiellen Abbau durch die Lagerungszeit von über 2 Jahren vermuten. Diese Hinweise reichen meiner Meinung nach jedoch nicht aus, eine signifikante Isotopenveränderung zu bestätigen.

Da die Daten der Wassersäulen und der Jahresverankerungen aus unterschiedlichen Jahren stammen, ist nur eine qualitative Vergleichbarkeit der Datensätze angebracht. Interannuelle Schwankungen in der absoluten Höhe der Sedimentation verschiedener Komponenten betragen maximal einen Faktor von 3-4 für Karbonat und partikuläres Silikat (Tab.4). Ursachen hierfür diskutieren v.Bodungen et al. (im Druck b). Die Driftstudie und die Kurzzeitverankerung (KZV) vom

August 1988 können die Bedenken jedoch abschwächen, weil dort die Synoptik gewährleistet war. Im Fallenmaterial des Drifters bildeten sich die Freßaktivität durch das Absinken von Nahrungsnetzen der Pteropoden und einige Tage danach die Mortalität durch das Absinken der Tiere ab (Bathmann et al. 1991 im Druck). Die Isotopenwerte wurden im Driftermaterial, von Proben der KZV und in der Wassersäule gemessen. Die Daten lassen zwar keine weitgehende Interpretation der biologischen Situation zu, wie sie aus den mikroskopischen Daten erfolgte, es konnte jedoch bestätigt werden, daß ein System mit weitgehend erschöpften Nährsalzen vorlag, das sich auch im sedimentierten Material abbildete. Die Isotopenwerte in beiden Partikelgruppen (suspendiert, sedimentiert) waren ähnlich hoch und lagen deutlich über denen einer Frühjahrssituation. Eindeutig erkennbar war der Trend von schwereren zu leichteren $\delta^{15}\text{N}$ Werten mit zunehmender Tiefe (Abb. 37), ein Phänomen, das auch von Altabet et al. (in Vorbereitung) dokumentiert wurde. Die Isotopenwerte nehmen von 6-8 ‰ in 100 und 250 m Tiefe auf 6 ‰ in 500 m und 4 ‰ in 1000 m Tiefe ab.

Vergleicht man die Jahreswerte der Sedimentation im LB in 1000 m Tiefe und der vom VP in 500 m Tiefe mit der in anderen Meeresgebieten, so stellt man fest, daß sie mit 15 - 30 g Trockenmasse $\text{m}^{-2} \text{y}^{-2}$ im Bereich der Sedimentationswerte der Sargasso See (13,2 g $\text{m}^{-2} \text{y}^{-2}$ in 3200 m Tiefe, Deuser 1986) und anderer Meeresgebiete im nördlichen Nordatlantik liegt (Honjo et al. 1988, Wefer 1989, Honjo 1990). Auch der Karbonatfluß ist ähnlich hoch, POC sedimentiert im LB in größeren Mengen als in den erwähnten Gebieten, was auch an der geringeren Tiefe der zum Vergleich herangezogenen SSF liegen kann. Diese Ähnlichkeit in biologisch und hydrographisch verschiedenen Meeresgebieten ist zunächst erstaunlich, da weltweit die Flußmessungen zwischen 0,3 und 100 g $\text{m}^{-2} \text{y}^{-2}$ schwanken und von verschiedensten u.a. klimatisch bedingten Prozessen in der euphotischen Zone gesteuert werden (Wefer 1989). Der Theorie nach muß der Fluß von neuen Nährsalzen in die euphotische Zone durch einen gleich hohen Export aus dieser Schicht ausbalanciert sein (Eppley und Peterson 1979). Also könnten die Nitratkonzentrationen, die dem Wachstum im Laufe eines Jahres zur Verfügung stehen, in Gebieten gleicher Exportmengen ähnlich hoch sein. Im Nordatlantik sieht diese Balance im groben Jahresmittel folgendermaßen aus: In den oberen 40 m stehen nach der winterlichen Durchmischung 500 mmol Nitrat m^{-2} zur Verfügung, wovon nach v. Bodungen et al. (im Druck b) 260-300 mmol im Laufe der Wachstumsperiode verbraucht wurden. Die PON Sedimentation in 500 m Tiefe beläuft sich auf 340 und 670 mg $\text{m}^{-2} \text{y}^{-1}$ in den Jahren 86/87, 87/88 auf dem VP und 440 mg $\text{m}^{-2} \text{y}^{-1}$ im Jahr 88/89 im LB. Dies entspricht 31 bis 48 mmol und nur 8 - 16 % der Menge fixierter N-Nährsalze (d.h. der "neuen Produktion", Eppley und Peterson 1979). Die übrige Menge partikulären Materials wird oberhalb von 500 m wieder abgebaut. Nach Martin et al. (1987) werden weltweit ca. 50 % des POC in den oberen 300 m der Wassersäule rezirkuliert.

Unberücksichtigt blieb bislang bei den Betrachtungen des Exportes organischen Materials die Produktion und der Transport gelöster organischer Verbindungen (DOM), die u.a. beim Wachstum des Phytoplanktons durch sogenanntes "sloppy feeding" von Copepoden oder durch einfaches "leaching" aus Kotballen geschieht (Jumars et al. 1989). Die DOM Konzentration im Meer mußte nach methodischen Arbeiten zum Aufschluß der DOM-Fraktion von Suzuki et al. (1985) und Sugimura und Suzuki (1988) um das 2-3 fache nach oben korrigiert werden. Die Zusammensetzung der Stoffgruppe ist jedoch weitgehend unbekannt, soll jedoch besonders in Oberflächennähe viele labile Komponenten

enthalten. Ein unbekannter Anteil der Primärproduktion scheint im nördlichen Nordatlantik in diesen Pool zu gehen. Unter Steady State Annahmen müßte jedoch auch die Menge gelöster organischer Verbindungen auf Jahresbasis konstant bleiben, kann also nicht als "sink" dienen. Eventuell kommen interannuelle Schwankungen des Partikelexportes durch unterschiedlich hohe DOM Produktions- und Recyclingraten zustande. Toggweiler (1989) diskutiert die Ergebnisse Sugimuras und Suzukis (1988) sehr kritisch, da laterale Transportprozesse bei der Interpretation von Vertikalprofilen gelöster Stoffe besondere Berücksichtigung finden müssen. Er stellt die Bedeutung dieser Verbindungen für die Nährsalzremineralisierung und den O_2 Verbrauch jedoch nicht in Frage. Inwieweit lateraler Transport das DOM exportiert, kann nicht abgeschätzt werden. Gelöste organische Substanzen werden für Hypothesen zur $\delta^{15}N$ Verteilung im Meer herangezogen, obwohl dazu bislang keine Messungen vorliegen (Altabet et al. in Vorbereitung). Isotopenmessungen im DOC, bei denen der Aufschluß nach einer der "alten" Methode erfolgte (NaBoxydation), bestätigten den inerten Charakter dieser Verbindungen (Williams und Gordon 1970, Eadie et al. 1978). Erste $DO^{13}C$ Messungen nach der "neuen" Hochtemperatur-Verbrennung zeigen relativ niedrige Werte im Bereich von -26 bis -31 ‰ für Süßwasser und -24 ‰ für Seewasser (Oberfläche, Fry et al. eingereicht).

Vor dem Hintergrund dieser relativ jungen Problematik erscheint das Bemühen um eine global gültige mathematische Beziehung zwischen Primärproduktion und Partikelfluß besonders schwierig. Zahlreiche Wissenschaftler versuchten vor dem Bekanntwerden der "neuen" DOM Konzentrationen Modelle des Kohlenstoffkreislaufes im Ozean zu erstellen (Suess 1980, Betzer et al. 1984, Pace 1987). Häufig liegen den empirischen Formeln jedoch nicht genügend Daten zugrunde und es wurden z.B. Produktionsraten über nur 4 Tage hinweg mit einem Fluß in driftenden Fallen in Beziehung gesetzt und daraus allgemein gültige Beziehungen abgeleitet (Betzer et al. 1984). Saisonale und regionale Unterschiede im Export blieben weitgehend unberücksichtigt. Außerdem wurden Sedimentationsraten d.h. die zeitliche Komponente zwischen der Partikelbildung bis zum Erreichen bestimmter Wassertiefen, häufig nicht ausreichend bedacht (Banse 1990). Jahresgänge der Sedimentation sind zudem aus logistischen Gründen wesentlich lückenloser zu erheben, als ein Jahresgang in der Primärproduktion. Daher mußte auf Produktionsdaten zurückgegriffen werden, die zu anderen Zeiten als die Flußmessungen gewonnen wurden. Wie unbefriedigend Flußberechnungen aus den publizierten Formeln sind, und wo die Ursachen dafür liegen diskutiert v. Bodungen (1989) ausführlich. Anhand von Ergebnissen aus Driftstudien vom VP testet er die angegebenen Formeln und kommt zu dem Schluß, daß aufgrund sich saisonal wandelnder biologischer Prozesse in der saisonalen Deckschicht eine globale Formel nicht erstellt werden kann, bevor regionale und saisonale Modelle für eine adäquate Beschreibung des Flusses in ausreichender Zahl erhoben worden sind.

Obwohl es also problematisch ist, eine starre mathematische Beziehung für die quantitative Beziehung zwischen Produktion und Sedimentation aufzustellen, ist es dennoch möglich einige allgemeine Deckschicht - Phänomene, die mit den Flußraten in Zusammenhang stehen, zu beschreiben. Deuser et al. (1983, 1990) und Deuser (1986) konnten zeigen, daß 1,5 Monate nach dem jährlichen Temperaturminimum ein Peak im Partikelexport erfolgte, der nicht nur die absolut höchste POC Menge enthielt, sondern auch den höchsten Anteil am Trockengewicht. Die lithogene Sedimentation erfolgte via biogener Partikel (Deuser 1983). Sogar die Pigmentgehalte, ermittelt mit

Satellitendaten, ließen sich eindeutig positiv mit dem Transport partikulären Materials in die Tiefsee korrelieren (Deuser et al. 1990). Altabet und Deuser (1985) zeigten außerdem anhand von $\delta^{15}\text{N}$ Daten der sedimentierten Partikel, daß sich das jährlich wiederkehrende Sedimentationsmuster in den stabilen N-Isotopen abbildet. Sie führten dies auf die Fraktionierung während der Nitrataufnahme zurück, die absolute Höhe des Signals auf die Konzentration. Die Amplitude in den Isotopendaten (ca. 4 ‰) war deutlich geringer als im Nordatlantik (ca 9 ‰). Meiner Meinung nach muß neben der Nitratkonzentration auch die Sedimentation von isotopisch leichtem Material für die unterschiedlich hohen Werte verantwortlich sein. Im LB erfolgt im Frühjahr ein Sedimentationspeak mit geringen ^{15}N Werten, der also vermehrt ^{14}N exportiert. Geschieht dies häufig während der gesamten Wachstumsperiode, werden die Partikel und der Nitratpool isotopisch schwerer. Im Nördlichen Nordatlantik sind häufig stattfindende kleine Sedimentationsereignisse aus dem im Sommer bestehenden Mischsystem aus neuer und regenerierter Produktion vorstellbar. Es gibt wahrscheinlich nur wenige Phasen mit ausschließlich regenerierter Produktion, aus der sehr wenig Material heraussinkt. Im September ist dieses System in den oberen 20 m anzutreffen, da keine meßbaren Nährsalzkonzentrationen mehr vorliegen. In einem Gebiet, in dem es eine klare zeitliche Trennung zwischen einer kurzen Phase neuer Produktion gegenüber einer langen Phase regenerierte Produktion gibt, ist nur eine geringe Fraktionierung zu beobachten. Der hier vorgestellte Datensatz zeigt eine hohe Fraktionierung mit einem PO^{15}N Anstieg in der euphotischen Zone von 2-3 ‰ im Juni auf 10 ‰ im September im JM Strom und LB.

Die Vorgänge im Nordmeer werden im Folgenden detaillierter angesprochen. Sie werden nach Jahreszeiten abgehandelt und - wenn vorhanden - mit Ergebnissen der stabilen Isotope in Zusammenhang gebracht:

a) Frühjahr: Bei hohen Nährsalzkonzentrationen, stabiler Schichtung und genügend Lichtenergie - guten Voraussetzungen für den Beginn einer Frühjahrsblüte - wurde auf dem **Vöringplateau** dennoch keine schnelle Akkumulation von Phytoplanktonorganismen im Bereich von 2-3 Wochen beobachtet (Peinert et al. 1989). Honjo (1990) erwähnt für die Norwegische See im Juli/August, 1 bis 2 Monate nach dem Anstieg in der Primärproduktion, einen Sedimentationspuls und bestätigt damit die eigenen Daten. Die Verzögerung der Sedimentation wurde von frühzeitig im Jahr aufgestiegenen und freßaktiven Copepoden verursacht. Erstaunlich war die geringe Sedimentation von Kotballen trotz hoher Konzentrationen von Organismen und Kotballen im Wasser. Es stellte sich heraus, daß sowohl die Art der Nahrung als auch die Aktivität der Tiere selbst eine schnelle Sedimentation der Kotballen teilweise verhinderten. Noji (1989) und Lampitt et al. (1990) machten dafür Coprophagie und Coprorrexhy verantwortlich, die Ingestion und das Zerkleinern von Kotballen durch die Copepoden. Doch auch die Nahrung selbst, die zum großen Teil aus Flagellaten bestand, schien Kotballen geringer Dichte zu verursachen, deren vergleichsweise langsames Absinken die Fragmentierung begünstigt haben könnte (Voß 1991). Erst die Abwanderung der überwinterten Copepodenpopulation hatte einen Sedimentationspuls im Juni zur Folge (Bathmann et al. 1987). Auch dieser Sedimentationspeak ist zumindest für $\delta^{15}\text{N}$ leicht. Kotballen sind nach eigenen Messungen für beide Elemente isotopisch leicht. Beim Kohlenstoff ist jedoch kein $\delta^{13}\text{C}$ Minimum in Abhängigkeit vom Massenfluß zu sehen. Es treffen jedoch einige Maxima der Sedimentation zylindrischer Kotballen auf

dem VP (aus Zählungen von Bathmann) mit $\delta^{13}\text{C}$ Minima zusammen. Ob dies durch einen hohen Anteil des Kotballen Kohlenstoffs am Gesamt Kohlenstoffgehalt der Probe liegt, kann nicht abgeschätzt werden, da Bathmann et al. (1990) nur Häufigkeiten angeben. Vermutlich spielt der Transport von C und N in Form von Kotballen für das Gesamtsignal auch im Juni 1986 eine untergeordnete Rolle. In der Literatur wird die Bedeutung des Fäzes für den Partikelfluß unterschiedlich eingestuft. Bishop et al. (1977), Turner und Ferrante (1979) und Urrère und Knauer (1981) halten den Vertikaltransport via Kotballen für sehr bedeutend, während Pilskañ und Honjo (1987) nur wenige Prozent des gesamten Flusses in Form von Kotballen vorfanden. Wahrscheinlich gibt es verschiedene pelagische Nahrungsnetze, aus denen einmal hohe Kotballenkonzentrationen und unter anderen Bedingungen geringe Mengen sedimentieren können. Die Messungen biogenen Silikates weisen zudem auf einen beträchtlichen Diatomeenanteil am Massenfluß im Juli/ August hin (bis 6,3 % vom Trockengewicht). Die Diatomeen sinken entweder in Aggregaten im Rahmen ihres Lebenszykluses (Smetacek 1985) oder in Kotballen ab, so daß niedrige Isotopenwerte nicht genau ihrer Quelle zugeordnet werden können, wenn verschiedene Formen der Aggregation mikroskopisch in den SSF Proben nicht mehr zu erkennen sind.

Im **JM-Strom**, der im Winter eisbedeckt ist, beginnt das Wachstum nach der Stratifizierung, die durch eine salzarme Schmelzwasserschicht an der Oberfläche gefördert wird. Dort entsteht eine Diatomeenblüte, die sich durch hohe Silikat-Flußraten von $20 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ bzw. 11% vom Trockengewicht (in einem 6-wöchigen Fangintervall) im Sedimentationsgeschehen bemerkbar macht. Da der JM- Strom von Packeisbewegungen beeinflusst wird, ist eine Unterbrechung der Frühjahrsblüte durch kurzfristige Eisbedeckungen vorstellbar. Dies könnte zur Sedimentation des gerade gewachsenen Phytoplanktons (meist Diatomeen) führen, da ihm plötzlich die Lichtenergie entzogen wurde. Werden die Eisschollen weitertransportiert, kann sich eine neue Blüte ausbilden. So kann es zu ständigen kleinen Sedimentationspulsen kommen, die von der Probenserie der JM 2 (1988/89) jedoch nicht aufgelöst wurden. Im Packeis über der JM 2 (Stat. 647) wurde 1989 die höchste Chlorophyllkonzentration, verglichen mit den späteren im freien Wasser liegenden Stationen, angetroffen. Phaeocystis dominierte das Phytoplankton (90 %, Arndt 1990). Dies ist eine typische Art, die nach Eiskantenblüten auftritt (Gradinger 1990). Daß eine frisch gebildete Blüte im JM Strom im Juni vorlag wird von den ^{15}N -Daten gestützt. Das Nitrat war isotopisch schwer mit fast 14 ‰ bei noch 25 % der Winterkonzentration. Die Partikel hatten mittlere $\delta^{15}\text{N}$ Werte von 2,85 ‰. Diese Situation könnte durch wieder begonnenes Wachstum in einer euphotischen Zone erklärt werden, in der die Nährsalze teilweise verbraucht und die Phytoplankter bereits abgesunken waren. Dadurch wäre das Nitrat isotopisch schwer, die gemessenen Partikel jedoch relativ leicht.

Inwieweit das Phytoplankton die $\delta^{13}\text{C}$ Werte in der euphotischen Zone beeinflusst, wurde ausführlich im ersten Abschnitt der Diskussion erläutert. Im JM Strom kann man sicherlich von einer typischen Eiskantenblüte mit geringen Isotopengehalten ausgehen, die sich auch im sedimentierten Material abbildet.

b) Sommer und Herbst sind wegen der insgesamt kurzen Wachstumsperiode im Nördlichen Nordatlantik von nur maximal 7 Monaten schwer voneinander zu trennen. Aufgrund des Frühjahrswachstums mit einer anschließenden Sedimentation von Partikeln sind die

Nährsalzkonzentration im LB und JM Strom im Spätsommer auf schätzungsweise 30 % der Ausgangswerte abgesunken (s. Stat 658 und 633). Nach Smith und Sakshaug (1990) folgt eine Phase regenerierter Produktion in arktischen Meeren, nachdem die Nährsalzvorräte erschöpft sind. Die hohen Mikrozooplanktonkonzentrationen im Sommer im LB können als Hinweis für ein solches System gewertet werden (Antia et al. 1990). Im August lagen die Nitratkonzentrationen auf dem VP schließlich unter der Nachweisgrenze. Jedoch ist die Variabilität in der zeitlichen Entwicklung der Systeme im Nordatlantik offenbar sehr hoch, denn geringe Nährsalzkonzentrationen wurden erst zwischen Anfang Juli und September im JM Strom und im LB in den oberen 25 m gefunden. Die hohen $\delta^{15}\text{NO}_3$ Werte bei so geringen Konzentrationen (9,63 ‰ auf Stat. 658) bestätigten, daß der Verlust durch enzymatische Fraktionierung bei der Assimilation entstanden sein mußte. Das Ende des Sommersystems könnte durch die Sedimentation von bis zu 500.000 Ciliaten und Tintinnen Anfang Juli auf dem VP eingeleitet worden sein (Bathmann pers.Mitt.). Ende August verursachten Pteropoden, die passiv mit dem Atlantikwasser nach Norden verdriftet worden waren und sich vor Norwegen reproduzierten, ein weiteres Sedimentationsereignis (Bathmann et al. 1991 im Druck). Dadurch wurden bis zu $1000 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ exportiert. In dieser Zeit lagen die Isotopenwerte des sedimentierten Materials (KZV) in 100, 250 und 500 m Tiefe zwischen 6 und 7 ‰, während in der euphotischen Zone nach Berechnungen aus den Nitratkonzentrationen Jahreshöchstwerte mit über 10 ‰ vorgelegen haben müssen. Die Isotopenwerte deuten eher eine Entkopplung zwischen Prozessen in der euphotischen Zone und der Sedimentation in großen Wassertiefen an. Im **JM Strom** treten keine Pteropoden auf, da das Gebiet von polarem Wasser beeinflusst ist. Auch der Einfluß von Copepoden auf die Sedimentation ist geringer (Zeller 1990). Das ganze Jahr über werden relativ hohe Sedimentationsraten gefunden, die zwar ein Maximum im Frühsommer, jedoch keines im Herbst haben. Dies wird auch von Honjo (1990) für den JM-Strom berichtet. Allerdings konnte im August 1990 ein besonderes Ereignis verfolgt werden, die wahrscheinlich jährlich stattfindende Sedimentation von Acantharien. Diese Einzeller hinterlassen in ca. 1000 m Tiefe kaum noch Spuren ihrer SrSO_4 Gehäuse, da diese sich rasch auflösen (Bishop et al. 1978, Antia et al. in Vorbereitung). Inwieweit eine POC und PON Sedimentation bis in größere Wassertiefen stattfindet, kann nicht beurteilt werden.

c) Winter Diese Jahreszeit ist durch Stürme, Dunkelheit und teilweise Eisbedeckung gekennzeichnet. Es findet keine Primärproduktion statt. Die Partikelkonzentration der Novemberuntersuchung zeigte jedoch noch beträchtliche Mengen suspendierten Materials in der Wassersäule, die wenig unter denen im Juni liegen. Dies müssen noch Überreste der Sommerproduktion sein. Bis zum Februar haben sich diese Konzentrationen beträchtlich verringert (Noji 1989). Ursache hierfür könnte das extrem langsame Absinken der suspendierten Partikel im Laufe des Winters nach Beendigung der Wachstumsphase sein. Die Partikel werden wahrscheinlich in diesen Monaten mikrobiell verändert und von detritivoren Organismen aufgebraucht. Gefunden wurde jedoch kein isotopischer Unterschied zwischen dem suspendierten Material im November und im Juni. Es wird davon ausgegangen, daß den Winter über keine Veränderung in den $\delta^{15}\text{N}$ Werten der suspendierten Partikel erfolgt, sondern nur in den Kohlenstoffkomponenten ($\delta^{13}\text{C}$). In den SSF wird im Laufe des Winters isotopisch immer schwereres Material gefunden, das im Januar bis April maximale Werte erreicht. Quelle isotopisch schweren Materials könnten die suspendierten Partikel vom Herbst

(September) aus der euphotischen Zone sein. Sie würden aufgrund ihrer langsamen Sinkgeschwindigkeiten nur langsam die euphotische Zone verlassen. Hier läge also eine Zeitverzögerung zwischen Prozessen in der euphotischen Zone und der Sedimentation vor. Isotopisch schweres Material, im Sommer / Herbst produziert, erreicht Wasserteilen von 500 bis 1000 m Tiefe erst Monate später.

Auch im **JM Strom** findet den ganzen Winter über eine Sedimentation von über $500 \mu\text{mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$ statt. Sie ist in ihrer Höhe schwer zu erklären, da von einer Eisbedeckung ausgegangen werden muß. Unterhalb einer geschlossenen Eisdecke sedimentiert extrem wenig Material, wie in der Antarktis gezeigt wurde (Wefer 1989, Fischer 1989). Satellitenbilder des JM-Strom Gebietes zeigen jedoch sehr früh im Jahr erste eisfreie Phasen, so daß eingefrorene Partikel eventuell ab März freigesetzt werden könnten.

Außerdem für die winterliche Sedimentation von Bedeutung ist die Resuspension, die sehr deutlich von der NB Verankerung in 3000 Tiefe dokumentiert wird. In dieser Tiefe, ca. 300 m über dem Meeresboden, ist ein höherer Fluß als in 1000 m zu beobachten. Carstens (pers. Mitt.) fand in einigen SSF-Proben benthische Foraminiferen, ein eindeutiger Hinweis auf die Herkunft des Materials. Ursache der Aufwirbelung des Materials, das vermutlich hohe lithogene Anteile enthält, könnte eine Wirbelstruktur sein, die aus einer Modellierung der Wassermassenbewegungen im nördlichen Nordatlantik direkt über der NB Position (70°N , 0°) hervorging (Legutke 1989). Dieser Wirbel ist ganzjährig vorhanden, was die hohen Sedimentationsraten in allen Monaten erklären würde. Weitere 250 m vom Boden entfernt ist offenbar kein resuspendiertes Material mehr in der Wassersäule vorhanden, denn Honjo (1990) fand in der Tiefe (2750 m) einen Massenfluß, der die erwartete Abnahme in der Sedimentation zwischen 1000 und 3000 m Tiefe zeigte. Ob auf dem Vöringplateau auch Material vom Meeresboden aufgewirbelt wird, kann nicht mit Sicherheit gesagt werden. Der Fluß im November und Dezember ist jedoch erhöht. Dies könnte durch eine Strömung entlang des Schelfes und mesoskalige Wirbel verursacht sein, denn Attenuationsmessungen vom Februar 1991 zeigten ein Maximum an der Wassermassengrenze in 500 m Tiefe (Blaume pers. Mitt.), das auf den Export von Sedimentpartikeln vom Schelf schließen läßt.

Im November liegen die Isotopenwerte ($\delta^{15}\text{N}$) aus der Wassersäule ca. 1 ‰ unter dem Monatsmittelwert des sedimentierten Materials und sind damit fast identisch mit den mittleren Nitratwerten. Dies entspricht einer zu erwartenden Ähnlichkeit in den $\delta^{15}\text{N}$ Werten des Nitrats und der Partikel, die letztlich (durch mikrobiellen Abbau) die Quelle der Nährsalze bilden. Altabet (1988) postulierte für die Sargasso See gleiche durchschnittliche $\delta^{15}\text{N}$ Werte für "neue" Nährsalze und Partikel unterhalb der euphotischen Zone. Dieser Zusammenhang scheint für das Polarmeer auch zuzutreffen.

Wie bereits angedeutet, bilden sich die biologischen Vorgänge in der produktiven Deckschicht nur bedingt im SSF Material ab. Man muß zwischen Perioden, in denen Deckschichtprozesse zu schnell sinkenden Partikeln führen, von denen, wo Partikel in der euphotischen Zone gehalten und Nährsalze remineralisiert werden, unterscheiden. Im ersten Szenario bilden sich Isotopenwerte der euphotischen Zone fast unverändert in SSF Proben ab (enge Kopplung). Beim zweiten Szenario ist eine Phase der Modifikation in der euphotischen Zone zwischen die Produktion und das Absinken

geschaltet, so daß veränderte Isotopenwerte im sedimentierten Material vorliegen (geringfügige Kopplung). Wichtig hierbei sind Aggregationsprozesse, z.B. Grazing, die zu größeren, dichteren Partikeln und demzufolge sinkenden Partikeln in der euphotischen Zone führen. Um auf diese Prozesse rückschließen zu können, die die Aggregation bedingt hat, ist die Mikroskopie des sedimentierten Materials sehr hilfreich (Deuser 1987b, Bathmann et al. 1990, und Michaels et al. 1990). Aus den Daten ist eine POC- und PON- Abschätzung jedoch nicht immer möglich und die Übertragung der Befunde auf andere Parameter, z.B. die Isotopendaten, begrenzt. Schon geringe Anteile sedimentierten Materials können durch eine charakteristische Zusammensetzung das Gesamtsignal verändern (Banse 1990). Das gilt mit Sicherheit für stabile Isotope. Wenn die isotopische Modifikation z.B. durch Abbauprozesse nicht bekannt ist, können zu den Zeiten geringer Kopplung aus dem sedimentierten Material auch keine Rückschlüsse auf Prozesse in der euphotischen Zone gezogen werden. Umgekehrt sind Isotopendaten im SSF Material interpretierbar, wenn isotopisch bekannte Aggregationsprozesse zu rasch sinkenden Partikeln führen.

7.5. Schlußbetrachtung

Das Sedimentationssignal im Jahresgang wird zusammen mit den lückenhaften Informationen über Isotopendaten aus der Wassersäule und den vollständigeren Informationen über die sich saisonal wandelnden biologischen Vorgänge im Nordmeer betrachtet. Obwohl die Unterteilung der Partikel in 2 Gruppen, suspendierte und sedimentierte, wahrscheinlich eine starke Vereinfachung ist und es einen fließenden Übergang von kaum über langsam zu schnell sinkenden Partikeln gibt, möchte ich diese Einteilung übernehmen. Sie wird von vielen Wissenschaftlern benutzt (Deuser 1987a, Altabet 1988, Karl et al. 1988).

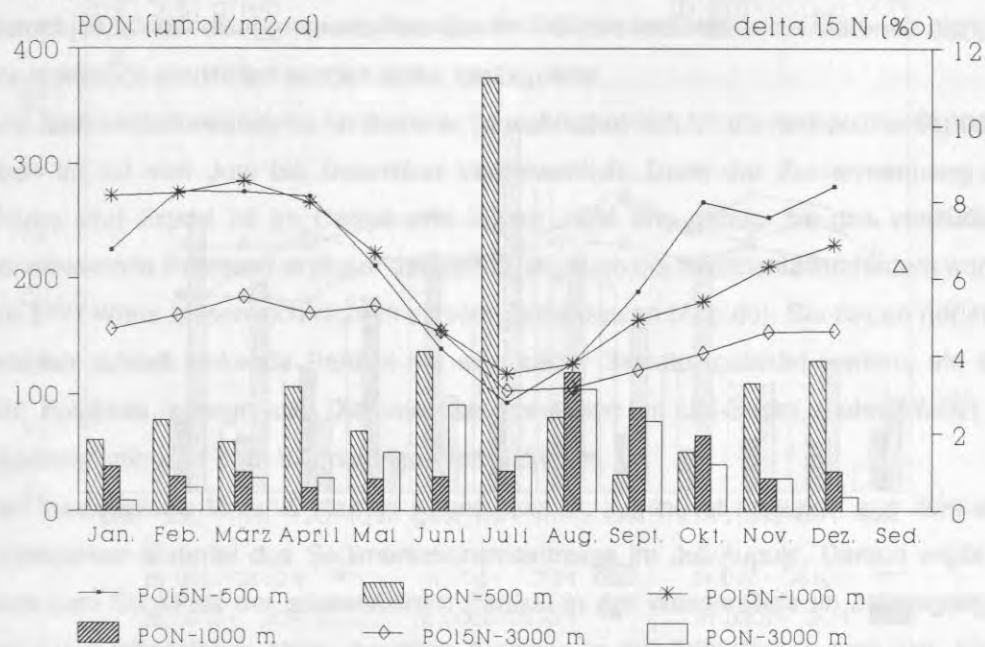


Abb.59 Zusammenstellung aller Monatsmittelwerte der Sedimentation partikulären organischen Stickstoffs (PON) und der dazugehörigen $\delta^{15}\text{N}$ Werte aus 3 Tiefenhorizonten, 500 m vom VP, 1000 und 3000 m der NB Verankerung. Das Δ zeigt den mittleren $\delta^{15}\text{N}$ Wert des Sediments der JM und LB Stationen.

In beiden Partikelgruppen wurde ein saisonales Muster gefunden. Die Wechselwirkung zwischen den beiden Partikelgruppen ist jedoch nicht direkt, sondern man muß zwischen den zuvor beschriebenen Phasen enger Kopplung, d.h. direktem Export gebildeten Materials und Phasen mit geringem und verzögertem Fluß von Partikeln aus der euphotischen Zone unterscheiden.

Das ^{15}N -Sedimentationssignal von Mai bis Juli/August rührt hauptsächlich von der sukzessiven Fraktionierung bei der Nitrataufnahme her (Kap.7.1.). Da die Wachstumsperiode ausschließlich neuer Produktion kurz ist, ist auch der Zeitraum geringer Isotopenwerte nur wenige Monate lang. Doch schon gleich nach Wachstumsbeginn sedimentiert offenbar ein geringer Teil aus der saisonalen Deckschicht. Denn in den $\delta^{15}\text{N}$ Werten der NB Proben zeichnet sich 1987 und 1988 ein deutlicher Abfall von 8-9 ‰ auf 1-4 ‰, ein Fangintervall vor dem Maximum des Massenflusses ab. In den berechneten Monatsmittelwerten, die nicht den abrupten Abfall auf geringe $\delta^{15}\text{N}$ Werte zeigen, bildet sich der von Jahr zu Jahr variable Beginn und Verlauf des Frühjahrswachstums ab. Gleichzeitig belegt der identisch verlaufende Abfall der Werte von April bis Juli in 500 und 1000 m Tiefe, daß schnell sinkende Partikel, wie Kotballen oder Phytoplanktonaggregate, beteiligt sein müssen. Und auch in 3000 m Tiefe wurde bei geringerem Abfall der Isotopengehalte im Juli ein Mittelwert von 3,1 ‰ gemessen, in den anderen Tiefenstufen waren es 3,5 ‰ (1000 m) und 2,7 ‰ (500 m, Anhang Tab.10). Diese im Juli sedimentierte Menge stellt 20 - 30 % der Jahressedimentation des PON dar und resultiert aus einem direkten Export aus der euphotischen Zone.

Anders verläuft die Kopplung zwischen saisonalen Deckschichtprozessen und dem Partikelfluß die restliche Zeit des Jahres. Von Juli/August bis Dezember erfolgt ein unterschiedlich starker Anstieg

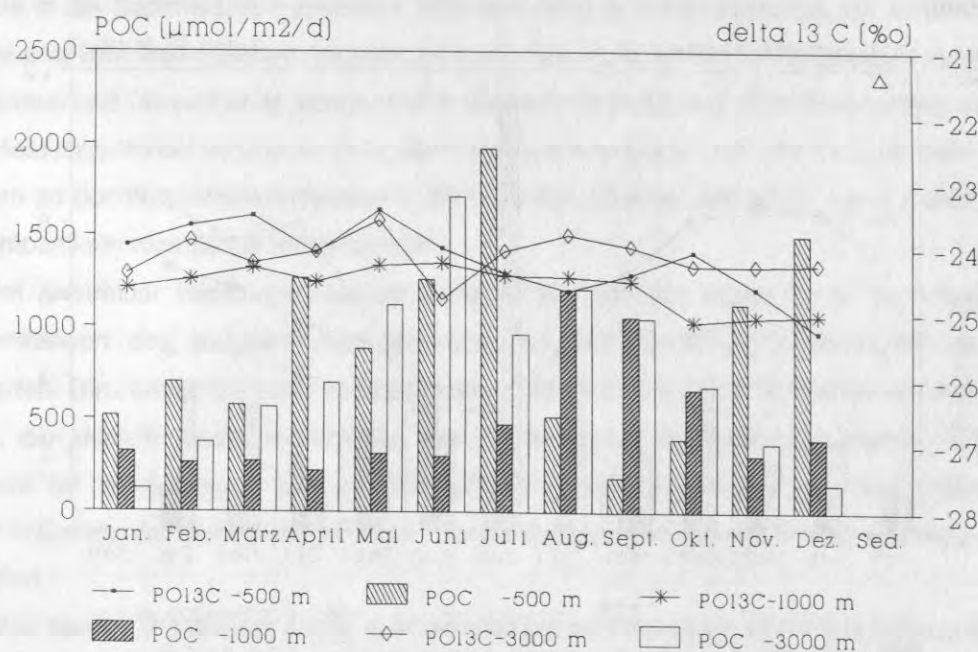


Abb.60 Zusammenstellung aller Monatsmittelwerte der Sedimentation partikulären organischen Kohlenstoffs (POC) und der dazugehörigen $\delta^{13}\text{C}$ Werte aus 3 Tiefenhorizonten, 500 m vom VP, 1000 und 3000 m der NB Verankerung. Das Δ zeigt den mittleren $\delta^{15}\text{N}$ Wert des Sediments für die LB und JM Stationen.

der $\delta^{15}\text{N}$ Werte in den betrachteten Tiefenhorizonten (Abb.59). Für das Zustandekommen dieses Verlaufs werden 2 Hypothesen vorgestellt:

1. Es erfolgt eine ständige langsame Sedimentation von Material aus der euphotischen Zone, das im Laufe der Wachstumsperiode isotopisch immer schwerer wird. Ursachen für die Zunahme der $\delta^{15}\text{N}$ Werte sind die Fraktionierung bei der Nitrataufnahme und Abbauprozesse, die bereits mehrfach erläutert wurden (Kap.7.2.). Aus diesem Grunde nehmen die $\delta^{15}\text{N}$ Werte in den SSF Proben kontinuierlich zu. Offen bleibt hierbei die Frage, warum in größeren Tiefen das sedimentierte Material wieder isotopisch leichter wird.

2. Das im Juli sedimentierte Material disaggregiert teilweise auf dem Weg in die Tiefe und verringert damit seine Sinkgeschwindigkeit. Aus diesem Pool wird in den folgenden Monaten die Sedimentation gespeist. Gestützt wird diese Hypothese durch die Berechnung eines mittleren gewichteten Jahres - $\delta^{15}\text{N}$ - Wertes (berechnet aus der monatlichen PON- und $\delta^{15}\text{N}$ Sedimentation). Sie ergibt für 500 und 1000 m Tiefe 5,64 ‰, für 3000 m Tiefe 4,17 ‰. Diese Zahlen unterscheiden sich nur um 1,5 ‰, und zeigen somit an, daß in allen Tiefenhorizonten auf Jahresebene eine vergleichbare Isotopenmenge ankommt. So ist keine unerklärbare Modifikation der Isotopenwerte mit der Tiefe erforderlich. Durch eine völlig anders angelegte Untersuchung unterstützen die Arbeiten von Karl et al. (1988) und Cho und Azam (1988) die 2. Hypothese. Die Autoren stellten wenig mikrobielle Aktivität auf sinkenden Partikeln fest und schreiben den Abbau in der Wassersäule nicht den an Partikeln angehefteten Bakterien sondern den freilebenden Mikroben zu. Bakterien sollen demnach eher den suspendierten Partikelpool, der wesentlich größer als der sinkende ist, abbauen (Cho und Azam 1988). Dies unterstützt die Erklärung der hohen Isotopengehalte in der Wassersäule im Herbst, die sich zuerst in den SSF Daten in 500 m Tiefe abbilden und nur langsam zu höheren $\delta^{15}\text{N}$ Werten in größeren Tiefen führen. Warum jedoch der disaggregierte Pool des im Frühjahr sedimentierten Materials nicht im Laufe der Monate isotopisch modifiziert werden sollte, bleibt unklar.

Das Sedimentationsereignis im Sommer ist wahrscheinlich für die isotopische Signatur in den SSF Proben im LB von Juni bis Dezember verantwortlich. Denn der Zusammenhang zwischen Partikelbildung und Export ist im Herbst und Winter nicht eng genug. Es gibt vermutlich wenig aggregationsfördernde Prozesse in dieser Jahreszeit, die auch die Sedimentation fördern würden.

Die $\delta^{13}\text{C}$ Werte lassen sich nicht in diesem Sinne deuten (Abb.60). Sie zeigen nur in wenigen Situationen, wo schnell sinkende Partikel mit eindeutiger Signatur gebildet werden, ein deutbares Signal. Als Beispiele können die Diatomeensedimentation im JM-Strom (hohe Werte) und die Kotballensedimentation auf dem VP (niedrige Werte) dienen.

Das suspendierte Material stammt wahrscheinlich, zumindest teilweise, aus dem sinkenden und disaggregierten Material des Sedimentationsmaximums im Juli/August. Daraus ergibt sich ein Widerspruch zum Schicksal der suspendierten Partikel in der Wassersäule im Jahresgang. Für sie wurde eine durch mikrobiellen Abbau bewirkte Zunahme in den $\delta^{15}\text{N}$ Werten postuliert. Für die aus demselben Material stammenden sedimentierten Partikel wurde jedoch keine isotopische Veränderung gefordert, um die isotopisch leichten Partikel in den SSF zu erklären. Eine Lösung kann nur die noch weitgehend unbekannte Wechselwirkung zwischen suspendierten und sedimentierten Partikeln im Meer sein. Beispielsweise könnten carnivore Zooplankter durch ihre Freßaktivität

isotopisch leichtes Material in Form von Kotballen produzieren. Diese Partikel würden abgereichertes Material in die SSF bringen. Inwieweit dies ein relevanter Prozess ist, kann zur Zeit nicht abgeschätzt werden. Ich möchte jedoch festhalten, daß aufgrund der Isotopenwerte der suspendierten Partikel eine mindestens einmalige Zufuhr neuen Materials pro Jahr gegeben sein muß. Dies steht im Gegensatz zu Arbeiten von McCave (1975) und Druffel und Williams (1990), die lange Verweilzeiten für suspendierte Partikel aufgrund ihrer Form und Masse vermuten und nach ^{14}C Altersdatierungen eine Turnoverzeit von ca. 10 Jahren angeben. Andererseits zeigen Messungen von Lipiden, Zuckern, Aminosäuren und Aminosäuren einen Zusammenhang zwischen sinkenden und schwebenden Partikeln auf (De Baar et al. 1983, Ittekkott et al. 1984a und b, Wakeham und Canuel 1988). Sedimentiertes Material wurde allgemein eher durch Zooplankton - typische Verbindungen geprägt, suspendiertes dagegen von Zoo- und Phytoplankton. Die Bedeutung des Zooplanktons bei der Aggregation unterstreichen auch Ittekkott et al. (1984a). Eine Zunahme der Wachsester mit der Tiefe deutet ebenfalls darauf hin, daß Zooplankton beteiligt ist (Wakeham und Canuel 1988). Dieses Ergebnis kann jedoch nicht generell gelten, da beispielsweise eine absinkende Frühjahrsblüte keine Zooplankton-typischen Verbindungen tragen dürfte. Im suspendierten Material werden häufig viele labile Komponenten gefunden, die nur auf schnell sinkendes und kaum abgebautes Material schließen lassen (Wakeham und Canuel 1988). Die enge Interaktion zwischen schnell und langsam sinkenden Partikeln wird zuletzt auch durch Radioisotopenmessungen bestätigt (Bacon et al. 1985). Sie messen die Aktivität (Konzentration) von Mutter-Tochter Paaren radioaktiver Zerfallsreihen, die in gelöster bzw. an Partikel adsorbierter Form vorliegen. Daraus sind Rückschlüsse auf die Höhe des Exportes möglich. Bacon et al. (1985) stellen ein Modell auf, das eine ständige Wechselwirkung zwischen feinen und großen Partikeln im Meer fordert. Wahrscheinlich ist diese Wechselwirkung im Nordatlantik wesentlich intensiver als die nach diesen Daten vorgeschlagene einmalige Zufuhr "neuer" zu "alten" Partikeln pro Jahr. Um das jedoch zu belegen sind andere Methoden als die Messung stabiler Isotopen nötig (Voß et al. 1989). Diese Arbeit liefert einen Hinweis auf die hohe Dynamik der Partikel-Interaktionen zwischen der Oberfläche und 3000 m Wassertiefe innerhalb eines Jahres. Im Zusammenhang mit Lipidmessungen, Pigmentuntersuchungen und Mikroskopie werden die einzelnen Prozesse, die zur Sedimentation führen bzw. suspendierte Partikel produzieren, wesentlich genauer beschreibbar sein.

Anhang, Tabelle 1

Angaben zur Destillation und Korrektur der $\delta^{15}\text{NO}_3$ Werte

Station	Lage	Tiefe	Volumen Beginn	Volumen Destillat	Extink. Probe minus Blank	Faktor	Konz. im Volumen pro Beginn	Konz. liter	Konz. Meer- wasser	Ertrag	$\delta^{15}\text{NO}_3$ unkorr.	$\delta^{15}\text{NO}_3$ korr.mit MS-Mes- Pept. Standard	$\delta^{15}\text{NO}_3$ Korrwert für NO_3 Standard	$\delta^{15}\text{NO}_3$ korr. mit Pept. und NO_3 -Stand.
		[m]	[dm ³]	[dm ³]			[μmol]	[μMol]	[μMol]	[%]	[‰]	[‰]	[‰]	[‰]
630	OG	5	0.95	0.210	91	0.06	1.26	1.33	1.73	76.74	4.58	4.31	1.93	5.62
630	OG	15	0.70	0.210	160	0.14	4.70	6.72	6.90	97.39	3.55	3.28	1.84	5.11
630	OG	20	0.70	0.215	165	0.14	4.97	7.10	7.10	99.93	3.90	3.90	1.84	5.74
630	OG	40	0.70	0.210	193	0.14	5.67	8.11	6.90	117.48	3.03	3.03	1.84	4.86
630	OG	100	0.50	0.205	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	11.22	n.v.	4.85	4.85	1.01	5.86
630	OG	500	0.50	0.205	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	12.00	n.v.	3.86	3.86	1.01	4.87
630	OG	1000	0.50	0.210	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	13.23	n.v.	4.22	4.22	1.01	5.23
640	NB	3	0.95	0.210	320	0.06	4.44	4.67	4.84	96.46	6.29	6.29	1.93	7.33
640	NB	7	0.92	0.215	292	0.06	4.14	4.50	4.25	105.97	7.01	7.01	1.93	8.05
640	NB	14	0.95	0.220	298	0.06	4.33	4.55	5.53	82.36	6.22	6.22	1.93	7.27
640	NB	19	0.95	0.210	322	0.06	4.46	4.70	5.52	85.11	6.13	6.13	1.93	7.17
640	NB	28	0.70	0.210	172	0.14	5.06	7.22	7.80	92.62	3.96	3.69	1.84	5.53
640	NB	40	0.70	0.210	226	0.14	6.64	9.49	9.75	97.35	2.88	2.61	1.84	4.45
640	NB	100	0.50	0.215	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	12.24	n.v.	2.79	2.79	1.01	3.80
640	NB	200	0.50	0.210	441	0.07	7.04	14.08	12.24	115.01	2.95	2.45	0.37	2.81
640	NB	300	0.50	0.210	416	0.07	6.64	13.28	12.04	110.29	3.82	3.32	0.37	3.68
640	NB	500	0.50	0.235	364	0.07	6.50	13.00	12.14	107.10	3.00	2.65	0.37	3.02
640	NB	750	0.50	0.240	365	0.07	6.66	13.32	12.44	107.04	2.93	2.59	0.37	2.95
640	NB	1000	0.50	0.230	423	0.07	7.39	14.79	13.50	109.54	3.10	2.78	0.37	3.14
640	NB	1500	0.50	0.240	445	0.07	8.12	16.23	14.00	115.95	3.55	3.20	0.37	3.57
640	NB	2000	0.50	0.215	456	0.07	7.45	14.90	14.58	102.21	3.94	3.94	1.01	4.95
640	NB	2500	0.50	0.210	461	0.07	7.36	14.72	14.88	98.89	2.97	2.97	0.37	3.33
640	NB	3000	0.50	0.235	406	0.07	7.25	14.50	14.97	96.88	2.63	2.63	0.37	3.00
640	NB	3242	0.50	0.230	417	0.07	7.29	14.58	15.07	96.74	3.53	3.53	0.37	3.89
647	OG	5	0.95	0.215	215	0.07	3.24	3.41	3.20	106.44	4.08	3.81	3.59	7.41
647	OG	20	0.97	0.235	96	0.07	1.58	1.63	2.51	64.86	9.37	9.10	3.59	12.69
647	OG	25	0.95	0.215	172	0.07	2.59	2.72	3.35	81.34	5.73	5.46	3.59	9.05
647	OG	30	0.94	0.220	336	0.07	5.17	5.50	5.57	98.83	18.88	18.60	3.59	22.19
647	OG	50	0.50	0.210	272	0.125	7.14	14.28	9.97	143.23	5.04	4.77	1.37	6.14
647	OG	100	0.50	0.205	247	0.125	6.33	12.66	11.18	113.23	3.99	3.72	1.37	5.09
647	OG	200	0.50	0.205	239	0.125	6.12	12.25	11.53	106.23	4.48	4.21	1.37	5.58
647	OG	500	0.50	0.220	246	0.125	6.77	13.53	11.99	112.84	4.99	4.72	1.37	6.09
647	OG	1000	0.50	0.205	214	0.125	5.48	10.97	13.16	83.34	4.49	4.22	1.37	5.59
658	OG	3	0.95	0.205	187	0.06	2.53	2.66	2.90	91.84	5.29	5.29	1.93	7.22
658	OG	5	0.95	0.210	180	0.07	2.65	2.79	2.94	94.74	4.50	4.50	1.93	8.09
658	OG	9	0.95	0.215	185	0.07	2.78	2.93	3.05	96.09	5.61	5.61	1.93	9.20
658	OG	14	0.95	0.235	173	0.07	2.85	3.00	3.11	96.32	10.80	10.80	1.93	14.40
658	OG	18	0.95	0.235	181	0.07	2.98	3.13	3.33	94.12	9.93	9.93	1.93	13.52
658	OG	27	0.95	0.210	226	0.07	3.32	3.50	4.63	75.53	6.84	6.84	1.93	10.43
658	OG	40	0.95	0.210	373	0.07	5.48	5.77	6.67	86.53	2.74	2.74	1.93	6.33
658	OG	100	0.50	0.235	198	0.063	2.93	5.86	11.15	52.58	4.70	4.20	1.04	5.25
658	OG	150	0.50	0.235	331	0.063	4.90	9.80	12.27	79.88	2.98	2.48	1.04	3.52
658	OG	200	0.50	0.235	314	0.063	4.65	9.30	12.46	74.62	3.44	2.94	1.04	3.98
658	OG	300	0.50	0.245	301	0.063	4.65	9.29	12.60	73.75	4.72	4.22	1.04	5.26
658	OG	500	0.50	0.240	342	0.063	5.17	10.34	12.94	79.92	4.55	4.05	1.04	5.09
658	OG	750	0.50	0.235	334	0.063	4.94	9.89	13.35	74.08	3.89	3.39	1.04	4.44
658	OG	1000	0.50	0.220	393	0.063	5.45	10.89	13.69	79.58	3.61	3.18	1.04	4.22
658	OG	1500	0.50	0.220	n.v.	0.063	n.v.	n.v.	14.18	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.
658	OG	2000	0.50	0.220	392	0.063	5.43	10.87	14.44	75.25	4.80	4.37	1.04	5.41
658	OG	2342	0.50	0.245	445	0.063	6.87	13.74	14.51	94.67	6.22	5.79	1.04	6.83

Anhang, Tabelle 1

Angaben zur Destillation und Korrektur der $\delta^{15}\text{NO}_3$ Werte

Station	Lage	Tiefe	Volumen Beginn	Volumen Destillat	Extink. Probe minus Blank	Faktor	Konz. im Volumen pro Beginn	Konz. liter	Konz. Meer- wasser	Ertrag	$\delta^{15}\text{NO}_3$ unkorr.	$\delta^{15}\text{NO}_3$ korr.mit MS-Mes- sung	$\delta^{15}\text{NO}_3$ Korrwert für NO_3 Standard	$\delta^{15}\text{NO}_3$ korr. mit Pept. und NO_3 -Stand.
		[m]	[dm ³]	[dm ³]			[μmol]	[μMol]	[μMol]	[%]	[‰]	[‰]	[‰]	[‰]
Winter	NB	0	0.50	0.195	203	0.154	6.10	12.19	9.61	126.87	5.21	5.21	0	5.21
Winter	NB	75	0.50	0.205	171	0.154	5.40	10.80	9.63	112.12	4.93	4.93	0	4.93
Winter	NB	150	0.50	0.205	222	0.154	7.01	14.02	9.92	141.30	6.95	6.95	0	6.95
Winter	NB	650	0.50	0.205	224	0.154	7.07	14.14	11.35	124.61	4.89	4.89	0	4.89
Winter	NB	2000	0.50	0.205	259	0.154	8.18	16.35	13.45	121.59	5.28	5.28	0	5.28
Winter	NB	3200	0.50	0.210	281	0.154	9.09	18.18	13.19	137.79	5.20	5.20	0	5.20
Winter	OG	0	0.50	0.195	139	0.154	4.17	8.35	5.70	146.46	4.79	5.39	0.60	5.39
Winter	OG	75	0.50	0.210	259	0.154	8.38	16.75	10.52	159.24	9.63	8.93	-0.70	8.93
Winter	OG	250	0.50	0.210	208	0.154	6.73	13.45	10.97	122.64	5.90	5.20	-0.70	5.20
Winter	OG	1500	0.50	0.200	242	0.154	7.45	14.91	12.91	115.47	7.67	6.97	-0.70	6.97
Winter	OG	2400	0.50	0.200	260	0.154	8.01	16.02	11.71	136.77	7.07	6.37	-0.70	6.37

Anhang, Tabelle 2

Copepodenexperimente

Experiment Nummer	Nahrung $\delta^{13}\text{C}$ [‰]	Copepoden $\delta^{13}\text{C}$ [‰]	Kotballen $\delta^{13}\text{C}$ [‰]	Differenz Kotb. - Nahr. $\delta^{13}\text{C}$ [‰]	Nahrung $\delta^{15}\text{N}$ [‰]	Copepoden $\delta^{15}\text{N}$ [‰]	Kotballen $\delta^{15}\text{N}$ [‰]	Differenz Kotb. - Nahr. $\delta^{15}\text{N}$ [‰]
1	-24.13	-26.12	-28.54					
1		-25.09	-28.04					
1		-25.29	-27.18					
1		-25.91						
1 Mittelwert		-25.60	-27.92	-3.79				
2	-25.38	-24.32	-27.16					
2		-24.47	-26.78					
2		-24.38						
2 Mittelwert		-24.39	-26.97	-1.59				
3	-23.66		-26.91	-3.25	1.77	5.82	6.56	4.79
4	-24.56	-25.57	-27.81	-3.25	6.03	8.59	0.18	-5.85
5	-26.76	-25.59	-26.94		4.60	4.99	-1.02	
5	-26.70		-26.94		4.30	4.55	-0.86	
5 Mittelwert	-26.73		-26.94	-0.21	4.45	4.77	-0.94	-5.39
6	-25.59		-25.23		1.64	4.80	-2.60	
6	-26.05		-25.18		0.49	4.71	0.52	
6			-27.21				-1.87	
6			-27.28				2.40	
6 Mittelwert	-25.82		-26.23	-0.41	1.07	4.76	-0.39	-1.45
7	-26.45	-23.65	-28.30		2.89	2.73	0.71	
7	-26.78	-24.39	-28.11		3.99	2.71	1.26	
7			-24.05				-1.49	
7			-26.63					
7 Mittelwert	-26.62	-24.02	-26.77	-0.16	3.44	2.72	0.16	-3.28
8	-22.57	-24.52	-26.32		3.37	6.76	0.73	
8			-26.72			5.75	-1.29	
8			-26.62					
8			-26.36					
8			-26.50					
8			-26.59					
8 Mittelwert			-26.52	-3.95		6.26	-0.28	-3.65
9	-23.79	-24.31	-27.38		3.84	5.44	-5.61	
9	-23.53		-27.73		6.53	5.41		
9 Mittelwert	-23.66		-27.56	-3.90	5.19	5.43		-10.80

Anhang, Tabelle 3

Pteropodenexperimente

Experiment Nummer	Nahrung $\delta^{13}\text{C}$ [‰]	Copepoden $\delta^{13}\text{C}$ [‰]	Kotballen $\delta^{13}\text{C}$ [‰]	Differenz Kotb. - Nahr. $\delta^{13}\text{C}$ [‰]	Nahrung $\delta^{15}\text{N}$ [‰]	Copepoden $\delta^{15}\text{N}$ [‰]	Kotballen $\delta^{15}\text{N}$ [‰]	Differenz Kotb. - Nahr. $\delta^{15}\text{N}$ [‰]
Exp.Nummer	Nahrung	Pterop. ^{13}C (‰)	Aggreg. ^{13}C (‰)	Aggreg.-Nahrung ^{13}C (‰)	Nahrung	Pterop. ^{15}N (‰)	Aggreg. ^{15}N (‰)	Aggreg.-Nahrung ^{15}N (‰)
10	-25.38	-24.37	-27.31		kein Experiment			
10		-24.34	-26.69					
10 Mittelwert		-24.36	-27.00	-2.78				
11	-23.66	-24.64	-25.80		1.77	5.82	6.17	4.40
11			-25.44					
11 Mittelwert			-25.62	-1.96				
12	-25.07	-23.44	-25.71		5.91	5.80	6.14	0.23
12		-24.64						
12 Mittelwert		-24.04		-0.64				

Anhang, Tabelle 4

Daten der Jahresverankerungen auf dem Vöringplateau (VP) in 500 m Tiefe

Datum von	Datum bis	Seston [mg]	Karbonat [mg]	PSi [μmol]	PSi [μg]	POC [μg]	POC [μmol]	PON [μg]	PON [μmol]	CO ₃ / Seston [%]	PSi/ Seston [%]	POC/ Seston [%]	PON/ Seston [%]	POC/ PON	unkorr. δ ¹⁵ N [‰]	korr. δ ¹⁵ N [‰]	korr. δ ¹³ C [‰]
VP3-500 m																	
2/18/87	3/22/87	47.3	31.2	10.5	294.2	8233	686.1	n.v.	n.v.	66.1	0.6	17.4	n.v.	n.v.	8.00	8.00	-23.75
3/22/87	4/23/87	18.8	12.6	1.2	34.5	4679	390.0	602	43.0	66.9	0.2	24.9	3.2	9.1	8.00	8.00	-24.23
4/23/87	5/3/87	17.2	10.9	4.2	116.7	2613	217.8	393	28.1	63.5	0.7	15.2	2.3	7.7	9.67	9.81	-22.86
5/3/87	5/13/87	27.3	12.2	34.8	975.7	3457	288.2	505	36.1	44.9	3.6	12.7	1.9	8.0	5.25	5.25	-23.27
5/13/87	5/23/87	140.0	91.2	219.6	6149.4	16193	1349.4	2525	180.4	65.1	4.4	11.6	1.8	7.5	4.00	4.00	-23.45
5/23/87	6/2/87	46.6	22.7	44.0	1232.2	8898	741.5	1390	99.4	48.7	2.6	19.1	3.0	7.5	3.81	3.81	-23.70
6/2/87	6/12/87	32.2	20.7	24.6	688.1	8634	719.5	1227	87.6	64.4	2.1	26.8	3.8	8.2	4.16	4.30	-24.56
6/12/87	6/22/87	56.4	28.8	85.7	2400.9	10543	878.6	1546	110.5	51.1	4.3	18.7	2.7	8.0	2.95	2.95	-23.95
6/22/87	7/2/87	213.6	95.5	478.0	13385.0	15578	1298.2	2643	188.8	44.7	6.3	7.3	1.2	6.9	2.50	2.50	-23.92
7/2/87	7/12/87	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.
7/12/87	7/22/87	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.
7/22/87	8/1/87	308.5	129.5	623.0	17443.4	25791	2149.3	11283	806.0	42.0	5.7	8.4	3.7	2.7	2.64	2.64	-24.03
8/1/87	8/11/87	109.1	58.4	113.2	3171.0	10045	837.1	879	62.8	53.5	2.9	9.2	0.8	13.3	3.60	3.60	-24.13
8/11/87	8/21/87	28.1	17.3	28.3	791.6	5763	480.3	369	26.4	61.6	2.8	20.5	1.3	18.2	3.04	3.18	-24.69
8/21/87	8/31/87	20.5	7.4	14.2	398.2	3056	254.7	n.v.	n.v.	35.8	1.9	14.9	n.v.	n.v.	4.16	4.30	n.v.
8/31/87	9/10/87	26.5	n.v.	18.2	508.6	3524	293.7	417	29.8	n.v.	1.9	13.3	1.6	9.9	4.43	3.45	-23.25
9/10/87	9/20/87	6.1	n.v.	6.7	187.5	1768	147.4	279	20.0	n.v.	3.1	28.9	4.6	7.4	5.63	5.74	-23.54
9/20/87	9/30/87	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.
9/30/87	10/10/87	23.8	n.v.	12.0	336.5	3353	279.5	524	37.4	n.v.	1.4	14.1	2.2	7.5	9.59	9.73	-24.03
10/10/87	10/20/87	18.4	n.v.	15.0	421.3	2532	211.0	433	31.0	n.v.	2.3	13.8	2.4	6.8	7.07	7.07	-24.08
VP4-500 m																	
11/8/87	11/22/87	119.2	46.8	57.8	1618.5	13665	1138.8	1653	118.1	39.3	1.4	11.5	1.4	11.3	7.35	7.35	-24.50
11/22/87	12/22/87	123.2	59.7	14.3	399.4	18738	1561.5	1744	124.6	48.4	0.3	15.2	1.4	14.6	8.24	8.24	-25.80
12/22/87	1/5/88	207.8	110.8	65.0	1820.1	16216	1351.4	1989	142.1	53.3	0.9	7.8	1.0	11.1	8.76	8.76	-24.20
1/5/88	1/21/88	50.3	16.2	n.v.	n.v.	3112	259.4	511	36.5	32.1	0.0	6.2	1.0	8.3	5.83	5.83	-24.20
1/21/88	2/5/88	38.9	4.4	n.v.	n.v.	6155	513.0	826	59.1	11.3	0.0	15.8	2.1	10.1	7.14	7.14	-25.36
2/5/88	2/21/88	75.2	6.7	n.v.	n.v.	5894	491.2	1049	75.0	8.9	0.0	7.8	1.4	7.6	8.70	8.70	-24.40
2/21/88	3/6/88	85.0	4.3	19.1	534.5	7838	653.2	1519	108.5	5.1	0.0	9.2	1.8	7.0	8.50	8.50	-24.11
3/6/88	3/21/88	43.0	1.9	16.8	469.7	7408	617.4	771	55.1	4.3	0.0	17.2	1.8	13.1	9.61	9.61	-23.29
3/21/88	3/31/88	18.7	2.5	14.6	408.6	5055	421.3	433	30.9	13.4	0.0	27.1	2.3	15.9	6.76	6.76	-23.56
3/31/88	4/8/88	12.8	2.6	18.8	525.8	4878	406.6	482	34.5	20.4	0.0	38.1	3.8	13.8	6.76	6.76	-23.56
4/8/88	4/27/88	109.3	31.4	n.v.	n.v.	36935	3077.9	3403	243.1	28.8	0.0	33.8	3.1	14.8	8.12	8.12	-25.81
4/27/88	5/15/88	90.3	29.6	n.v.	n.v.	15320	1276.7	1594	113.9	32.8	0.0	17.0	1.8	13.1	8.85	8.85	-23.37
5/15/88	6/3/88	58.2	21.5	n.v.	n.v.	9578	798.2	994	71.1	36.9	0.0	16.5	1.7	13.1	6.62	6.62	-24.16
6/3/88	6/21/88	64.5	25.7	n.v.	n.v.	10699	891.7	1096	78.3	39.8	0.0	16.6	1.7	13.3	6.29	6.29	-24.23
6/21/88	7/10/88	269.8	84.1	n.v.	n.v.	39154	3262.9	4507	321.9	31.2	0.0	14.5	1.7	11.8	1.92	1.92	-24.49
7/10/88	7/19/88	163.9	73.2	433.2	12128.4	19511	1626.0	2260	161.5	44.6	0.0	11.9	1.4	11.7	2.30	2.30	-26.16
7/19/88	8/9/88	136.7	48.3	220.1	6187.9	19010	1584.2	2353	168.1	35.3	0.0	13.9	1.7	11.0	4.35	4.35	-24.71

Anhang, Tabelle 5

Daten der Jahresverankerung im Lofotenbecken in 500 m Tiefe

Datum von	Datum bis	Seston [mg]	Karbonat [mg]	PSi [µmol]	PSi [µg]	POC [µg]	POC [µmol]	PON [µg]	PON [µmol]	CO ₃ /Seston [%]	PSi/ Seston [%]	POC/ Seston [%]	PON/ Seston [%]	POC/ PON [%]	unkorr. δ ¹⁵ N [‰]	korr. δ ¹⁵ N [‰]	δ ¹³ C [‰]
NB-500 m																	
8/16/88	8/26/88	75.3	28.1	105.0	2940.9	12634	1052.9	1029	73.5	37.2	3.9	14.0	1.4	14.3	3.13	3.13	n.v.
8/26/88	9/5/88	184.3	102.9	44.1	1236.0	22091	1841.0	1486	106.1	55.8	0.7	22.6	0.8	17.3	3.63	3.63	n.v.
9/5/88	9/20/88	203.2	119.0	46.5	1302.2	29582	2465.2	1573	112.4	58.6	0.6	30.1	0.8	21.9	7.07	7.07	n.v.
9/20/88	10/5/88	204.8	110.3	45.5	1274.7	17830	1485.9	1218	87.0	53.8	0.6	18.3	0.6	17.1	3.90	3.90	n.v.
10/5/88	10/20/88	116.0	67.3	32.8	919.5	11029	919.2	714	51.0	58.0	0.8	11.9	0.6	18.0	3.20	3.20	n.v.
10/20/88	11/4/88	124.2	60.4	15.3	427.6	13641	1136.8	600	42.9	48.7	0.3	14.4	0.5	26.5	4.37	4.37	n.v.
11/4/88	11/19/88	113.6	61.6	8.4	235.8	11606	967.2	543	38.8	54.2	0.2	12.5	0.5	24.9	6.65	6.65	n.v.
11/19/88	12/19/88	54.3	9.4	5.2	146.9	7045	587.1	280	20.1	17.4	0.3	8.9	0.5	29.3	4.23	4.23	n.v.
12/19/88	1/18/89	16.8	2.9	4.1	115.4	4154	346.2	390	27.9	17.3	0.7	10.1	2.3	12.4	7.67	7.67	n.v.
1/18/89	2/17/89	19.7	1.5	1.2	32.9	7644	637.1	667	47.6	7.5	0.2	12.7	3.4	13.4	7.84	7.84	n.v.
2/17/89	3/19/89	5.8	1.0	1.0	27.1	2357	196.5	331	23.7	16.4	0.5	19.5	5.7	8.3	8.00	8.00	n.v.
3/19/89	4/3/89	14.7	8.7	1.2	34.0	2946	245.5	381	27.3	59.0	0.2	9.8	2.6	9.0	7.03	7.03	n.v.
4/3/89	4/18/89	11.9	3.4	2.2	60.8	4056	338.1	733	52.4	28.5	0.5	12.5	6.2	6.5	3.90	3.90	n.v.
4/18/89	6/22/89	54.1	26.5	108.6	3041.5	7349	612.5	932	66.6	49.0	5.6	9.2	1.7	9.2	4.48	4.48	n.v.

Anhang, Tabelle 6

Daten der Jahresverankerungen im Lofotenbecken in 1000 m Tiefe

Datum von	Datum bis	Seston [mg]	Karbonat [mg]	PSi [μmol]	PSi [μg]	POC [μg]	POC [μmol]	PON [μg]	PON [μmol]	CO ₃ /Seston [%]	PSi/Seston [%]	POC/Seston [%]	PON/Seston [%]	POC/PON [%]	unkorr. δ ¹⁵ N [‰]	korr. δ ¹⁵ N [‰]	korr. δ ¹³ C [‰]
NB2-825 m																	
7/2/86	7/16/86	22.6	9.8	8.2	228.3	4532	377.7	471	33.7	43.3	1.0	20.0	2.1	11.2	5	5.7	n.v.
7/16/86	7/31/86	74.8	46.9	95.3	2668.1	9729	810.8	179	12.8	62.8	3.6	13.0	0.2	63.4	2.62	3.36	-23.89
7/31/86	8/14/86	97.5	55.3	150.4	4212.0	10141	845.1	1265	90.4	56.7	4.3	10.4	1.3	9.4	2.9	3.66	-24.10
8/14/86	8/29/86	116.9	34.9	165.3	4629.6	15119	1260.0	1600	114.3	29.8	4.0	12.9	1.4	11.0	2.8	3.55	-24.44
8/29/86	9/12/86	53.9	27.6	60.6	1697.4	8576	714.7	641	45.8	51.3	3.2	15.9	1.2	15.6	3.57	3.87	-24.45
9/12/86	10/11/86	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.
10/11/86	11/9/86	45.6	30.9	10.0	279.9	3696	308.1	345	24.7	67.8	0.6	8.1	0.8	12.5	5.08	4.94	-24.74
11/9/86	12/8/86	45.7	34.7	14.3	401.1	4101	341.8	350	25.1	75.9	0.9	9.0	0.8	13.6	5.69	5.99	-25.26
12/8/86	1/6/87	22.6	12.8	4.3	120.1	5821	485.1	402	28.8	56.7	0.5	25.8	1.8	16.9	5.34	5.64	-25.15
1/6/87	2/4/87	11.5	6.1	1.6	43.4	3309	275.8	431	30.8	53.4	0.4	28.8	3.8	9.0	7.35	8.1	-24.41
2/4/87	3/5/87	8.2	4.2	1.4	38.2	2404	200.4	295	21.1	51.0	0.5	29.5	3.6	9.5	7.11	7.41	-24.21
3/5/87	4/3/87	4.6	2.7	1.6	43.4	1164	97.0	134	9.6	57.3	0.9	25.1	2.9	10.1	6.71	7.01	-23.85
4/3/87	5/2/87	4.1	3.4	1.2	32.9	1714	142.9	73	5.2	82.8	0.8	42.3	1.8	27.4	7.21	7.96	-24.81
5/2/87	5/17/87	7.4	5.3	2.5	70.4	3025	252.1	229	16.4	70.9	0.9	40.7	3.1	15.4	5.94	6.24	-25.50
5/17/87	5/31/87	4.7	4.3	8.6	239.5	2363	197.0	83	5.9	90.9	5.1	50.5	1.8	33.1	4.17	4.17	n.v.
5/31/87	6/15/87	21.3	15.8	21.5	601.0	3291	274.3	329	23.5	74.5	2.8	15.5	1.5	11.7	5.23	5.53	-24.11
6/15/87	6/29/87	52.6	37.2	76.7	2146.4	8773	731.2	948	67.8	70.7	4.1	16.7	1.8	10.8	4.19	4.49	-23.98
NB3-850 m																	
8/3/87	8/21/87	199.0	92.7	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	46.6	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	3.37	3.37	n.v.
8/21/87	9/9/87	114.1	48.4	121.9	3413.1	14923	1243.7	1852	132.4	42.4	3.0	13.1	1.6	9.4	4.84	4.84	-24.91
9/9/87	9/27/87	30.8	13.2	15.5	432.6	4598	383.2	422	30.2	42.9	1.4	14.9	1.4	12.7	6.18	6.18	-24.02
9/27/87	10/16/87	43.3	18.5	25.1	702.3	4685	390.5	635	45.4	42.8	1.6	10.8	1.5	8.6	5.39	5.39	-25.78
10/16/87	11/3/87	34.5	11.9	9.2	256.7	9507	792.3	1302	93.0	34.5	0.7	27.6	3.8	8.5	7.8	7.8	-25.63
11/3/87	11/22/87	18.7	6.0	4.1	114.3	2147	178.9	256	18.3	32.4	0.6	11.5	1.4	9.8	7.04	7.04	-24.92
11/22/87	12/22/87	15.5	5.2	3.7	104.7	3917	326.4	498	35.6	33.3	0.7	25.2	3.2	9.2	7.78	7.78	-24.97
12/22/87	1/21/88	32.5	18.4	2.0	56.5	4785	398.8	747	53.4	56.5	0.2	14.7	2.3	7.5	8.95	8.95	-24.60
1/21/88	2/20/88	6.1	4.3	1.0	28.4	1753	146.1	200	14.3	70.4	0.5	28.7	3.3	10.2	7.39	7.39	-24.80
2/20/88	3/21/88	16.4	9.4	0.8	22.2	3955	329.6	666	47.6	57.4	0.1	24.1	4.1	6.9	8.98	8.98	-24.48
3/21/88	4/8/88	15.6	n.v.	1.6	45.3	4705	392.1	699	50.0	n.v.	0.3	30.2	4.5	7.9	9.01	9.01	-25.07
4/8/88	4/27/88	8.6	6.2	2.7	75.4	1799	150.0	266	19.0	72.3	0.9	20.9	3.1	7.9	8.23	8.23	n.v.
4/27/88	5/15/88	18.3	9.5	2.7	74.4	3819	318.3	582	41.6	51.9	0.4	20.8	3.2	7.7	8.37	8.37	-24.60
5/15/88	6/3/88	10.1	6.3	3.1	87.5	1884	157.1	362	25.9	61.8	0.9	18.6	3.6	6.1	7.55	7.55	-24.47
6/3/88	6/21/88	6.9	3.7	3.6	100.2	1318	109.9	230	16.5	53.2	1.5	19.3	3.4	6.7	6.45	6.45	-24.41
6/21/88	7/10/88	4.5	2.7	4.2	118.8	422	35.2	57	4.1	61.5	2.7	9.5	1.3	8.7	1.31	1.31	-24.30
7/10/88	7/28/88	53.7	27.1	8.2	229.1	6328	527.4	968	69.2	50.5	0.4	11.8	1.8	7.6	2.97	2.97	-24.94
NB4-1034 m																	
8/16/88	8/26/88	127.6	51.4	285.5	7993.4	17313	1442.8	2013	143.8	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	10.0	3.77	4.02	n.v.
8/26/88	9/5/88	186.6	84.3	203.1	5685.5	19953	1662.8	2342	167.3	45.2	3.0	10	1	9.9	4.58	4.83	n.v.
9/5/88	9/20/88	248.6	130.8	139.9	3917.5	20569	1714.1	2125	151.8	52.6	1.6	8	0	11.3	4.97	5.22	n.v.
9/20/88	10/5/88	173.8	71.4	97.7	2736.6	17055	1421.3	1420	101.5	41.1	1.6	9	0	14.0	4.04	4.29	n.v.
10/5/88	10/20/88	146.0	31.9	54.7	1532.9	12754	1062.9	1379	98.6	21.8	1.1	8	0	10.8	4.66	4.91	n.v.
10/20/88	11/4/88	114.7	38.5	40.2	1126.6	3272	272.7	662	47.3	33.6	1.0	3	1	5.8	4.92	5.17	n.v.
11/4/88	11/19/88	116.9	36.9	31.4	878.1	5910	492.5	828	59.1	31.6	0.8	5	1	8.3	5.76	6.01	n.v.
11/19/88	12/19/88	58.5	29.3	22.9	640.3	3503	291.9	499	35.7	50.0	1.1	6	1	8.2	5.75	6	n.v.
12/19/88	1/18/89	27.0	14.2	9.0	253.2	3644	303.7	385	27.5	52.7	0.9	7	1	11.0	7.54	7.79	n.v.
1/18/89	2/17/89	16.6	8.0	12.4	347.0	4313	359.5	529	37.8	47.9	2.1	25	3	9.5	9.18	9.18	n.v.
2/17/89	3/19/89	17.6	8.8	9.0	251.7	4842	403.6	623	44.5	49.8	1.4	27	3	9.1	9.43	9.43	n.v.
3/19/89	4/3/89	14.6	8.0	6.8	190.6	3349	279.1	433	31.0	54.5	1.3	22	2	9.0	9.8	9.8	n.v.
4/3/89	4/18/89	7.7	3.9	6.1	170.7	2519	209.9	216	15.5	51.0	2.2	32	2	13.6	7.5	7.75	n.v.
4/18/89	5/3/89	8.6	6.0	9.6	267.7	4879	406.6	470	33.6	70.1	3.1	57	5	12.1	6.59	6.84	n.v.
5/3/89	5/18/89	14.3	7.3	11.4	320.5	6586	548.9	663	47.4	50.7	2.2	46	4	11.6	7.64	7.89	n.v.
5/18/89	5/28/89	18.8	9.1	20.5	573.0	5657	471.4	413	29.6	48.5	3.0	30	2	16.0	4.76	5.01	n.v.
5/28/89	6/7/89	10.0	7.0	11.4	318.0	4131	344.3	162	11.6	70.4	3.2	41	1	29.6	4.57	4.82	n.v.
6/7/89	6/17/89	8.5	5.8	7.4	207.3	4171	347.6	111	8.0	67.7	2.4	48	1	43.6	3.9	4.15	n.v.
6/17/89	6/22/89	117.1	58.0	138.3	3872.4	17596	1466.3	1409	100.7	49.5	3.3	n.v.	1	14.6	3.31	3.31	n.v.

Anhang, Tabelle 7

Daten der Jahresverankerungen im Lofotenbecken in 3000 m Tiefe

Datum von	Datum bis	Seston [mg]	Karbonat [mg]	PSi [μmol]	PSi [μg]	POC [μg]	POC [μmol]	PON [μg]	PON [μmol]	CO ₃ / Seston [%]	PSi/ Seston [%]	POC/ Seston [%]	PON/ Seston [%]	POC/ PON	unkorr. δ ¹⁵ N [‰]	korr. δ ¹⁵ N [‰]	δ ¹³ C [‰]
NB2-2945 m																	
7/2/86	7/16/86	100.5	n.v.	94.4	2642.8	11004	917.1	645	46.1	n.v.	2.6	11.0	0.6	19.9	2.45	2.78	-24.25
7/16/86	7/31/86	159.0	81.1	165.1	4623.6	12014	1001.2	654	46.8	51.0	2.9	7.6	0.4	21.4	3.07	3.40	-23.85
7/31/86	8/14/86	115.3	43.3	127.3	3565.5	12348	1029.0	744	53.2	37.6	3.1	10.7	0.6	19.4	2.42	2.75	-24.12
8/14/86	8/29/86	153.4	77.1	231.9	6493.7	17802	1483.6	1103	78.8	50.3	4.2	11.6	0.7	18.8	2.94	3.27	-23.84
8/29/86	9/12/86	123.4	56.2	138.8	3885.2	13674	1139.6	836	59.8	45.5	3.1	11.1	0.7	19.1	2.98	3.31	-24.20
9/12/86	9/27/86	133.9	61.6	137.3	3845.5	12853	1071.1	679	48.5	46.0	2.9	9.6	0.5	22.1	3.15	3.48	-24.29
9/27/86	10/11/86	125.9	56.2	134.8	3775.6	10683	890.3	617	44.1	44.6	3.0	8.5	0.5	20.2	3.33	3.66	-25.30
10/11/86	10/26/86	125.8	51.6	67.2	1880.8	12498	1041.6	337	24.1	41.0	1.5	9.9	0.3	43.2	3.99	4.32	-24.59
10/26/86	11/9/86	89.3	40.0	57.6	1613.2	10042	836.8	703	50.3	44.8	1.8	11.2	0.8	16.7	5.11	5.44	-25.08
11/9/86	11/24/86	67.5	41.3	32.2	902.8	4392	366.0	163	11.7	61.1	1.3	6.5	0.2	31.4	4.21	4.64	-24.89
11/24/86	12/8/86	29.0	14.4	34.2	958.1	3310	275.9	204	14.6	49.7	3.3	11.4	0.7	18.9	5.53	5.96	-24.23
12/8/86	12/23/86	11.5	6.3	6.3	176.0	866	72.2	27	2.0	55.2	1.5	7.6	0.2	36.7	3.89	4.09	-24.94
12/23/86	1/6/87	8.2	5.4	4.4	124.4	807	67.3	34	2.5	65.7	1.5	9.9	0.4	27.1	4.71	5.14	-25.72
1/6/87	1/21/87	5.8	3.0	5.4	151.3	325	27.1	24	1.7	51.8	2.6	5.7	0.4	15.5	4.92	5.35	-25.47
1/21/87	2/4/87	29.6	11.5	22.6	633.6	2962	246.9	146	10.5	38.7	2.1	10.0	0.5	23.6	4.80	5.23	-24.29
2/4/87	2/19/87	37.0	18.0	30.4	851.7	3411	284.3	224	16.0	48.7	2.3	9.2	0.6	17.7	6.91	6.91	-23.78
2/19/87	3/5/87	149.1	71.4	125.9	3525.2	13242	1103.5	785	56.1	47.9	2.4	8.9	0.5	19.7	5.68	6.11	-24.34
3/5/87	3/20/87	57.3	29.7	42.3	1185.5	6721	560.1	574	41.0	51.8	2.1	11.7	1.0	13.7	8.8	8.80	-23.08
3/20/87	4/3/87	32.8	16.2	13.9	388.5	3436	286.3	172	12.3	49.2	1.2	10.5	0.5	23.2	5.47	5.47	-27.51
4/3/87	4/18/87	64.6	36.1	52.8	1478.9	5972	497.7	271	19.4	55.9	2.3	9.2	0.4	25.7	4.50	4.94	-25.29
4/18/87	5/2/87	98.0	39.0	74.1	2075.4	9125	760.5	630	45.1	39.8	2.1	9.3	0.6	16.9	6.68	6.68	-23.65
5/2/87	5/12/87	67.4	31.9	49.5	1387.0	5764	480.4	263	18.8	47.4	2.1	8.5	0.4	25.5	5.41	5.95	-24.95
5/12/87	5/31/87	130.1	53.5	16.6	465.1	10438	869.9	547	39.1	41.1	0.4	8.0	0.4	22.3	4.75	5.19	-23.99
5/31/87	6/15/87	313.1	172.9	185.5	5193.2	24840	2070.1	1578	112.8	55.2	1.7	7.9	0.5	18.4	6.33	6.33	-24.51
6/15/87	6/29/87	98.3	39.6	90.5	2534.3	12994	1082.9	1121	80.1	40.3	2.6	13.2	1.1	13.5	n.v.	n.v.	n.v.
NB3-2960 m																	
8/3/87	8/12/87	167.1	93.5	279.7	7830.6	13317	1109.8	2033	145.3	55.9	4.7	8.0	1.2	7.6	3.41	3.41	-23.99
8/12/87	8/21/87	217.5	105.3	347.4	9725.9	15246	1270.5	2316	165.5	48.4	4.5	7.0	1.1	7.7	3.18	2.93	-23.27
8/21/87	8/30/87	212.9	107.7	320.4	8971.5	13183	1098.7	1899	135.7	50.6	4.2	6.2	0.9	8.1	3.87	3.62	-23.43
8/30/87	9/9/87	205.3	95.4	288.7	8084.3	10844	903.7	1881	134.4	46.5	3.9	5.3	0.9	6.7	4.00	3.75	-23.59
9/9/87	9/18/87	125.8	81.8	208.4	5834.9	16760	1396.7	1378	98.5	65.0	4.6	13.3	1.1	14.2	4.57	4.32	-23.36
9/18/87	9/27/87	156.8	72.5	182.2	5101.1	11146	928.9	1215	86.9	46.3	3.3	7.1	0.8	10.7	3.58	3.33	-23.37
9/27/87	10/16/87	120.2	45.8	105.4	2951.4	5247	437.3	684	48.9	38.1	2.5	4.4	0.6	8.9	4.18	3.93	-23.54
10/16/87	11/3/87	144.7	59.5	98.1	2747.8	4632	386.1	581	41.5	41.1	1.9	3.2	0.4	9.3	4.07	3.82	-23.70
11/3/87	11/22/87	83.3	29.5	58.8	1646.2	3099	258.3	476	34.0	35.4	2.0	3.7	0.6	7.6	4.23	3.98	-23.79
11/22/87	12/22/87	77.3	29.0	50.2	1406.7	2327	193.9	297	21.2	37.6	1.8	3.0	0.4	9.1	4.74	4.49	-23.60
12/22/87	1/21/88	65.5	26.2	43.5	1218.9	1788	149.0	202	14.5	40.0	1.9	2.7	0.3	10.3	4.56	4.30	-23.43
1/21/88	2/20/88	44.0	21.6	41.9	1174.0	1650	137.6	152	10.9	49.1	2.7	3.8	0.3	12.6	3.91	3.66	-23.70
2/20/88	3/21/88	68.7	39.8	61.9	1732.7	4610	384.2	240	17.2	57.9	2.5	6.7	0.4	22.4	3.87	3.62	-23.69
3/21/88	4/8/88	168.4	89.6	86.8	2430.0	12267	1022.3	481	34.4	53.2	1.4	7.3	0.3	29.7	4.61	4.36	-23.35
4/8/88	4/27/88	141.5	78.6	68.1	1905.8	8985	748.8	357	25.5	55.5	1.3	6.4	0.3	29.3	4.57	4.32	-23.27
4/27/88	5/15/88	88.0	66.2	89.9	2518.2	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	75.2	2.9	n.v.	n.v.	n.v.	5.95	5.70	-22.78
5/15/88	6/3/88	302.4	178.5	195.0	5461.3	22415	1867.9	1159	82.8	59.0	1.8	7.4	0.4	22.6	4.64	4.39	-22.89
6/3/88	8/7/88	263.6	140.6	258.9	7249.7	23107	1925.6	1181	84.4	53.3	2.8	8.8	0.4	22.8	2.96	2.71	-25.30

Anhang, Tabelle 8

Daten der Jahresverankerung im Jan Mayen Strom (JM) in 500 m Tiefe

Datum von	Datum bis	Seston [mg]	Karbonat [mg]	PSi [μmol]	PSi [μg]	POC [μg]	POC [μmol]	PON [μg]	PON [μmol]	CO ₃ /Seston [%]	PSi/Seston [%]	POC/Seston [%]	PON/Seston [%]	POC/PON	unkorr. δ ¹⁵ N [‰]	korr. δ ¹⁵ N [‰]	δ ¹³ C [‰]
JM-500 m																	
9/5/88	9/15/88	63.0	33.5	107.6	3014.0	13722	1143.5	1613	115.3	53.1	4.8	21.8	2.6	9.9	7.53	7.53	-24.94
9/15/88	9/30/88	50.1	32.4	67.3	1885.3	10167	847.3	1266	90.5	64.7	3.8	20.3	2.5	9.4	7.29	7.29	-25.14
9/30/88	10/20/88	34.0	37.5	31.1	870.5	7627	635.6	1045	74.7	110.3	2.6	22.5	3.1	8.5	7.77	7.77	-24.70
10/20/88	11/19/88	33.7	24.4	17.1	479.0	9300	775.1	1049	75.0	72.5	1.4	27.6	3.1	10.3	8.73	8.73	-25.45
11/19/88	12/19/88	12.7	8.5	3.8	105.5	4331	360.9	461	33.0	66.6	0.8	34.0	3.6	11.0	8.42	8.42	-24.70
12/19/88	1/18/89	14.1	9.5	3.0	83.1	5047	420.6	540	38.6	67.0	0.6	35.7	3.8	10.9	7.98	7.98	-25.13
1/18/89	2/17/89	31.2	21.8	5.3	148.3	9060	755.0	1233	88.1	69.8	0.5	29.0	4.0	8.6	8.58	8.58	-23.90
2/17/89	3/19/89	29.7	22.0	8.1	227.1	9392	782.7	1074	76.8	74.0	0.8	31.6	3.6	10.2	9.02	9.02	-24.31
3/19/89	4/3/89	19.5	13.7	6.0	169.1	4906	408.9	700	50.1	70.4	0.9	25.2	3.6	8.2	8.3	8.3	-23.69
4/3/89	4/18/89	20.5	15.1	5.7	158.2	6285	523.8	974	69.6	73.7	0.8	30.6	4.7	7.5	9.09	9.09	-23.57
4/18/89	4/28/89	28.0	19.3	7.2	200.4	9441	786.8	1121	80.1	68.7	0.7	33.7	4.0	9.8	9.05	9.05	-23.62
4/28/89	5/8/89	33.1	17.6	33.5	937.0	6177	514.8	890	63.6	53.1	2.8	18.6	2.7	8.1	7.57	7.57	-23.90
5/8/89	6/27/89	184.6	108.3	726.5	20342.8	17516	1459.7	2217	158.4	58.7	11.0	9.5	1.2	9.2	5.64	5.64	-24.91

Anhang, Tabelle 9

Daten aus treibenden Sinkstofffallen vom Vöringplateau aus 50 und 100 m Tiefe (VP-TR4)

Datum von	Datum bis	Seston [mg]	Karbonat [mg]	PSi [μmol]	PSi [μg]	POC [mg]	POC [mmol]	PON [mg]	PON [mmol]	CO ₃ / Sest. [%]	PSi/ Sest. [%]	POC/ Sest. [%]	PON/ Sest. [%]	POC/ PON korrr.	δ ¹⁵ N [‰] unkorr.	δ ¹⁵ N [‰] korrr.	δ ¹³ C [‰]
50 m																	
8/18/88	8/19/88	2490	2118	61.2	1714	53.2	4.43	8.39	0.60	85.03	0.07	2.14	0.34	7.39	5.27	5.27	n.v.
8/19/88	8/21/88	5205	2958	145.4	4071	103.1	8.60	17.14	1.22	56.84	0.08	3.49	0.33	7.02	6.06	6.06	n.v.
8/21/88	8/23/88	11020	9697	n.v.	n.v.	144.5	12.04	20.15	1.44	87.99	n.v.	1.31	0.18	8.37	4.55	4.55	n.v.
8/23/88	8/25/88	3710	3120	56.2	1573	48.2	4.02	4.81	0.34	84.09	0.04	1.30	0.13	11.69	5.10	5.10	n.v.
8/25/88	8/27/88	4106	3379	68.8	1926	52.4	4.37	6.53	0.47	82.30	0.05	1.40	0.16	9.36	4.29	4.29	n.v.
8/27/88	8/29/88	8508	7152	n.v.	n.v.	81.9	6.82	12.85	0.92	84.06	n.v.	1.15	0.15	7.43	5.48	5.48	n.v.
100 m																	
8/18/88	8/19/88	163	131	26.6	744	18.6	1.55	2.89	0.21	80.40	0.46	11.43	1.77	7.54	6.52	6.52	n.v.
8/19/88	8/21/88	323	247	41.6	1164	101.2	8.43	13.04	0.93	76.54	0.36	31.32	4.04	9.05	3.73	3.73	n.v.
8/21/88	8/23/88	608	485	75.9	2125	188.1	15.68	30.93	2.21	79.66	0.35	30.90	5.08	7.10	3.91	3.91	n.v.
8/23/88	8/25/88	453	336	44.3	1241	71.1	5.93	9.33	0.67	74.28	0.27	15.67	2.06	8.90	4.21	4.21	n.v.
8/25/88	8/27/88	266	201	51.7	1448	81.6	6.80	7.28	0.52	75.53	0.54	30.58	2.73	13.09	5.34	5.34	n.v.
8/27/88	8/29/88	329	244	62.5	1750	94.6	7.89	9.95	0.71	74.40	0.53	28.74	3.02	11.10	6.46	6.46	n.v.

Daten aus der Kurzzeitverankerung vom Vöringplateau (VP4A)

Datum von	Datum bis	Seston [mg]	Karbonat [mg]	PSi [μmol]	PSi [μg]	POC [mg]	POC [mmol]	PON [mg]	PON [mmol]	CO ₃ / Sest. [%]	PSi/ Sest. [%]	POC/ Sest. [%]	PON/ Sest. [%]	POC/ PON korrr.	δ ¹⁵ N [‰] unkorr.	δ ¹⁵ N [‰] korrr.	δ ¹³ C [‰]
100 m																	
8/12/88	8/14/88	293	195	n.v.	n.v.	40.9	3.41	5.16	0.37	66.49	n.v.	13.93	1.76	9.25	6.14	6.14	-24.62
8/14/88	8/16/88	149	108	n.v.	n.v.	17.7	1.48	2.40	0.17	72.99	n.v.	11.86	1.61	8.62	7.31	7.31	-24.03
8/16/88	8/18/88	502	366	n.v.	n.v.	52.6	4.38	6.63	0.47	72.91	n.v.	10.47	1.32	9.26	5.91	5.91	-24.78
8/18/88	8/20/88	326	146	n.v.	n.v.	34.5	9.87	4.94	0.35	44.75	n.v.	10.58	1.52	8.20	6.57	6.57	-24.82
8/20/88	8/22/88	317	170	n.v.	n.v.	33.8	2.82	4.56	0.33	53.57	n.v.	10.66	1.44	8.55	6.90	6.90	-24.57
8/22/88	8/24/88	104	77	n.v.	n.v.	19.8	1.65	2.98	0.21	74.86	n.v.	19.04	2.87	7.86	7.79	7.79	-23.62
8/24/88	8/26/88	91	38	n.v.	n.v.	14.5	1.20	2.38	0.17	42.68	n.v.	15.93	2.62	7.06	8.11	8.11	-23.30
8/26/88	8/28/88	864	267	n.v.	n.v.	108.2	9.01	15.47	1.10	30.98	n.v.	12.52	1.79	8.19	7.81	7.81	-23.53
250 m																	
8/12/88	8/14/88	100	78	30.8	862	13.4	1.11	1.08	0.09	77.50	0.86	13.25	1.07	12.36	6.82	6.82	-23.67
8/14/88	8/16/88	68	52	18.5	518	23.2	1.93	2.28	0.19	76.34	0.75	33.72	3.31	10.18	8.44	8.44	-22.67
8/16/88	8/18/88	225	166	49.2	1376	24.5	2.04	3.12	0.26	73.67	0.61	10.84	1.38	7.85	6.88	6.88	-22.31
8/18/88	8/20/88	304	249	52.9	1480	33.1	2.75	4.32	0.36	82.00	0.49	10.87	1.42	7.66	6.19	6.19	-24.05
8/20/88	8/22/88	115	69	35.8	1001	25.4	2.20	2.88	0.24	60.77	0.87	22.07	2.50	8.82	7.31	7.31	-23.82
8/22/88	8/24/88	134	100	49.1	1374	18.9	1.58	2.28	0.19	74.57	1.02	14.01	1.69	8.29	7.16	7.16	-23.33
8/24/88	8/26/88	217	157	80.1	2243	25.2	2.09	3.48	0.29	72.71	1.03	11.60	1.60	7.24	n.v.	n.v.	n.v.
8/26/88	8/28/88	299	215	115.2	3112	31.4	2.62	4.68	0.39	71.87	1.04	10.49	1.56	6.71	7.15	7.15	-23.33
500 m																	
8/14/88	8/30/88	124	83	23.3	651	6.6	0.55	0.72	0.06	66.64	0.52	5.26	0.58	9.13	5.73	5.73	-22.96
1000 m																	
8/14/88	8/30/88	100	69	36.1	1010	4.9	0.40	0.60	0.05	69.35	1.01	4.89	0.60	8.15	4.14	4.14	-19.92

Anhang, Tabelle 10

Gewichtete Monatsmittelwerte aus Sinkstoffallendaten

Vöringplateau, VP 500 m

Monat	Seston [mg*m ⁻² *d ⁻¹]	POC [mg*m ⁻² *d ⁻¹]	δ ¹³ C [‰]	PON [mg*m ⁻² *d ⁻¹]	δ ¹⁵ N [‰]
Januar	72.01	6.21	-23.95	0.85	6.73
Februar	65.15	8.44	-23.64	1.09	8.27
März	41.05	6.96	-23.49	0.83	8.24
April	50.03	15.21	-24.07	1.49	8.13
Mai	70.68	10.62	-23.40	0.96	6.31
Juni	89.55	15.13	-23.99	1.92	4.17
Juli	194.72	23.74	-24.38	5.25	2.78
August	49.65	6.22	-24.65	1.13	3.81
September	15.88	2.23	-24.40	0.44	5.64
Oktober	38.52	4.77	-24.06	0.71	7.98
November	109.20	13.54	-24.62	1.54	7.56
Dezember	147.77	18.01	-25.28	1.81	8.39

Lofotenbecken, NB 1000 m

Januar	18.38	3.89	-24.61	0.53	8.15
Februar	11.90	3.15	-24.47	0.41	8.21
März	10.62	3.28	-24.29	0.46	8.55
April	6.31	2.66	-24.51	0.28	7.97
Mai	8.30	3.78	-24.46	0.38	6.64
Juni	16.94	3.59	-24.22	0.41	4.65
Juli	42.09	5.71	-24.42	0.48	3.53
August	96.27	14.43	-24.44	1.67	3.80
September	54.23	12.68	-24.50	1.25	4.91
Oktober	43.77	8.00	-25.12	0.91	5.40
November	36.08	3.67	-25.05	0.39	6.29
Dezember	27.94	4.77	-25.05	0.48	6.85

Lofotenbecken, NB 3000 m

Januar	36.24	1.51	-24.39	0.13	4.68
Februar	61.53	4.50	-23.87	0.29	5.03
März	82.14	6.84	-24.22	0.39	5.52
April	109.04	8.39	-24.05	0.39	5.08
Mai	153.24	13.47	-23.56	0.70	5.28
Juni	231.79	20.60	-24.77	1.28	4.62
Juli	130.73	11.53	-24.04	0.65	3.10
August	167.90	14.47	-23.79	1.46	3.18
September	143.47	12.56	-23.90	1.07	3.63
Oktober	125.99	8.20	-24.27	0.57	4.07
November	77.07	4.46	-24.27	0.39	4.62
Dezember	44.50	1.83	-24.25	0.17	4.64

Anhang, Tabelle 11

Wassersäulen-Daten der Meteorreise M7/4

Sta- tion	Tiefe [m]	Latit. Nord	Long. (W = positiv, O = negativ)	Datum	Temp. [°C]	Salz. [*10 ⁻³]	STET	O ₂ [ml]	O ₂ [%-Sätt]	NO ₃ [μMol]	δ ¹⁵ NO ₃ [‰]	NO ₂ [μMol]	NH ₄ [μMol]	PO ₄ [μMol]	SiO ₄ [μMol]	Chl <i>a</i> [μg*dm ⁻³]	Seston [mg*dm ⁻³]	Karb. [μMol]	PPO ₄ [μMol]	PSi [μMol]	POC [μMol]	PON [μMol]	C/N	δ ¹³ C [‰]	δ ¹⁵ N [‰] korr.	δ ¹⁵ N [‰] unkorr.	¹⁴ C-PP [mg*m ⁻³ *d ⁻¹]	Licht [%]
493	0	67.3018	6.0297	24.08.88	12.554	34.586	n.v.	7.21	119.85	0.00	n.v.	0.00	n.v.	0.06	0.43	0.43	0.91	n.v.	0.08	0.17	17.64	2.27	7.77	n.v.	n.v.	n.v.	47.26	n.v.
493	5	67.3018	6.0297	24.08.88	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	0.43	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	15.96	n.v.
493	10	67.3018	6.0297	24.08.88	12.466	34.638	n.v.	7.13	118.34	0.00	n.v.	0.00	n.v.	0.06	0.00	0.31	1.53	n.v.	0.07	0.24	17.02	2.40	7.09	n.v.	n.v.	n.v.	10.22	n.v.
493	15	67.3018	6.0297	24.08.88	12.432	34.660	n.v.	7.22	119.77	0.38	n.v.	0.00	n.v.	0.11	0.00	0.49	1.53	n.v.	0.07	0.08	31.72	3.84	8.25	n.v.	n.v.	n.v.	25.63	n.v.
493	20	67.3018	6.0297	24.08.88	12.370	34.708	n.v.	7.23	119.81	0.31	n.v.	0.00	n.v.	0.09	0.43	0.54	0.95	n.v.	0.07	0.10	19.67	2.92	6.75	-25.41	6.23	6.23	11.54	n.v.
493	30	67.3018	6.0297	24.08.88	8.928	35.094	n.v.	7.53	116.05	7.72	n.v.	0.31	n.v.	1.06	3.55	0.30	0.98	n.v.	0.03	0.17	11.55	1.04	11.10	n.v.	n.v.	n.v.	9.43	n.v.
493	50	67.3018	6.0297	24.08.88	7.468	35.134	n.v.	7.46	111.24	14.07	n.v.	0.00	n.v.	1.37	4.26	0.09	1.23	n.v.	0.02	0.16	12.23	1.49	8.21	n.v.	n.v.	n.v.	0.56	n.v.
493	75	67.3018	6.0297	24.08.88	7.156	35.152	n.v.	7.36	108.97	12.97	n.v.	0.06	n.v.	1.29	4.68	0.16	0.92	n.v.	0.03	0.29	12.29	1.55	7.94	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.
493	100	67.3018	6.0297	24.08.88	6.994	35.162	n.v.	7.56	111.52	13.45	n.v.	0.00	n.v.	1.11	4.26	0.05	0.44	n.v.	0.02	0.16	6.14	0.80	7.69	-25.20	8.10	8.10	n.v.	n.v.
493	175	67.3018	6.0297	24.08.88	6.526	35.126	n.v.	7.60	110.87	13.97	n.v.	0.00	n.v.	1.20	3.83	0.05	0.76	n.v.	0.03	0.23	8.18	0.97	8.41	-23.01	5.76	5.76	n.v.	n.v.
493	250	67.3018	6.0297	24.08.88	5.710	35.076	n.v.	7.63	109.14	14.06	n.v.	0.01	n.v.	1.20	4.26	0.04	0.31	n.v.	0.02	0.19	6.26	0.67	9.29	-23.41	4.81	4.81	n.v.	n.v.
493	400	67.3018	6.0297	24.08.88	4.142	34.990	n.v.	7.96	109.55	14.06	n.v.	0.01	n.v.	1.46	5.96	0.18	0.55	n.v.	0.04	0.17	11.12	1.35	8.25	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.
493	500	67.3018	6.0297	24.08.88	2.918	34.968	n.v.	8.02	107.06	15.00	n.v.	0.00	n.v.	1.80	7.66	n.v.	0.42	n.v.	0.01	0.24	7.93	0.94	8.44	-24.95	16.40	16.40	n.v.	n.v.
493	750	67.3018	6.0297	24.08.88	-0.320	34.874	n.v.	8.08	99.10	15.72	n.v.	0.00	n.v.	1.89	8.94	n.v.	0.72	n.v.	0.02	0.19	7.14	0.91	7.88	-23.98	7.44	7.44	n.v.	n.v.
493	1000	67.3018	6.0297	24.08.88	-0.740	34.872	n.v.	8.03	97.38	15.82	n.v.	0.01	n.v.	1.80	10.64	n.v.	0.63	n.v.	0.03	0.29	10.89	1.36	8.03	-23.61	11.80	11.80	n.v.	n.v.
493	1400	67.3018	6.0297	24.08.88	-0.966	34.864	n.v.	8.01	96.54	18.51	n.v.	0.01	n.v.	1.98	14.04	n.v.	0.57	n.v.	0.03	0.34	11.16	1.22	9.15	-23.34	8.36	8.36	n.v.	n.v.
534	3	67.2580	7.2680	31.08.88	13.040	34.436	n.v.	6.78	113.75	5.51	n.v.	0.01	n.v.	0.41	2.25	0.74	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	15.12	2.0	n.v.	-25.33	4.91	4.91	18.17	n.v.
534	25	67.2580	7.2680	31.08.88	10.272	35.052	n.v.	6.81	108.10	6.03	n.v.	0.01	n.v.	0.60	2.12	0.61	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	11.31	1.2	n.v.	-25.07	5.91	5.91	2.10	n.v.
534	40	67.2580	7.2680	31.08.88	8.402	35.220	n.v.	6.63	101.06	13.66	n.v.	0.00	n.v.	0.90	5.96	0.16	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	14.24	1.59	n.v.	-25.10	8.07	8.07	1.32	n.v.
534	100	67.2580	7.2680	31.08.88	6.992	35.132	n.v.	7.10	104.71	13.66	n.v.	0.00	n.v.	0.74	6.36	0.06	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	7.82	0.83	n.v.	-24.59	9.31	9.31	n.v.	n.v.
534	250	67.2580	7.2680	31.08.88	5.968	35.084	n.v.	7.59	109.24	14.45	n.v.	0.00	n.v.	0.74	6.36	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	8.51	0.70	n.v.	-25.05	9.80	9.80	n.v.	n.v.
534	500	67.2580	7.2680	31.08.88	3.086	35.008	n.v.	7.60	101.91	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	-25.24	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.
534	700	67.2580	7.2680	31.08.88	0.008	34.870	n.v.	7.42	91.80	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	-26.17	6.96	6.96	n.v.	n.v.
534	800	67.2580	7.2680	31.08.88	-0.390	34.864	n.v.	7.40	90.58	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	7.06	0.53	n.v.	-25.17	7.97	7.97	n.v.	n.v.
534	1000	67.2580	7.2680	31.08.88	-0.708	34.870	n.v.	7.39	89.69	16.42	n.v.	0.00	n.v.	0.74	12.32	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	-25.12	9.23	9.23	n.v.	n.v.
534	1300	67.2580	7.2680	31.08.88	-0.914	34.860	n.v.	7.42	89.56	16.55	n.v.	0.00	n.v.	0.85	13.11	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	-25.57	22.17	22.17	n.v.	n.v.
534	1500	67.2580	7.2680	31.08.88	-0.956	34.860	n.v.	7.40	89.20	15.64	n.v.	0.00	n.v.	0.90	15.50	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	-25.81	9.97	9.97	n.v.	n.v.

Anhang, Tabelle 11

Wassersäulen-Daten der Meteorreise M7/4

Sta- tion	Tiefe (m)	Latit. Nord	Long. (W = positiv, O = negativ)	Datum	Temp. [°C]	Salz. [‰ ¹⁰⁻³]	STET	O ₂ [ml]	O ₂ [%-Sätt]	NO ₃ [μMol]	δ ¹⁵ NO ₃ [‰]	NO ₂ [μMol]	NH ₄ [μMol]	PO ₄ [μMol]	SiO ₄ [μMol]	Chl a [μg·dm ⁻³]	Seston [mg·dm ⁻³]	Karb. [μMol]	PPO ₄ [μMol]	PSi [μMol]	POC [μMol]	PON [μMol]	C/N	δ ¹³ C [‰]	δ ¹⁵ N [‰]	δ ¹⁵ N [‰]	¹⁴ C-PP [mg·m ⁻³ ·d ⁻¹]	
																									kor.	unkorr.		
536	0	70.0261	0.0618	01.09.88	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	0.48	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	20.62
536	3	70.0261	0.0618	01.09.88	9.714	35.054	n.v.	7.58	118.86	1.91	n.v.	0.00	n.v.	0.24	1.03	0.48	0.92	n.v.	0.08	0.14	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	-25.72	17.86	17.86	18.17
536	10	70.0261	0.0618	01.09.88	9.716	35.058	n.v.	7.56	118.55	2.00	n.v.	0.00	n.v.	0.22	0.90	0.50	0.87	n.v.	0.07	0.08	13.41	1.84	7.28	-25.63	7.27	7.27	6.84	
536	15	70.0261	0.0618	01.09.88	9.714	35.054	n.v.	7.61	119.33	2.73	n.v.	0.00	n.v.	0.25	0.51	0.50	1.07	n.v.	0.08	0.08	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	10.46
536	20	70.0261	0.0618	01.09.88	9.692	35.042	n.v.	7.74	121.30	5.23	n.v.	0.00	n.v.	0.42	1.34	0.50	1.01	n.v.	0.05	0.09	12.57	1.45	8.67	n.v.	n.v.	n.v.	2.82	
536	25	70.0261	0.0618	01.09.88	8.368	35.094	n.v.	7.69	117.03	6.82	n.v.	0.00	n.v.	0.56	0.38	0.51	0.95	n.v.	0.06	0.12	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	2.10
536	30	70.0261	0.0618	01.09.88	7.834	35.080	n.v.	7.53	113.20	11.60	n.v.	0.40	n.v.	0.61	0.77	0.50	1.31	n.v.	0.04	0.10	16.43	1.94	8.48	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	
536	40	70.0261	0.0618	01.09.88	7.216	35.130	n.v.	7.57	112.22	13.21	n.v.	0.29	n.v.	0.66	1.15	0.27	1.18	n.v.	0.01	0.11	14.22	1.55	9.15	-25.61	13.54	13.54	1.32	
536	60	70.0261	0.0618	01.09.88	6.700	35.150	n.v.	7.56	110.75	12.94	n.v.	0.29	n.v.	0.71	0.77	0.14	0.55	n.v.	0.05	0.07	6.08	1.34	4.55	n.v.	n.v.	n.v.	0.00	
536	100	70.0261	0.0618	01.09.88	6.108	35.114	n.v.	7.69	111.07	13.12	n.v.	0.24	n.v.	0.71	0.00	0.09	0.43	n.v.	0.05	0.06	10.08	1.04	9.74	-24.77	9.81	9.81	n.v.	
536	175	70.0261	0.0618	01.09.88	4.950	35.054	n.v.	7.91	111.08	13.36	n.v.	0.00	n.v.	0.71	0.38	0.08	0.39	n.v.	0.03	0.06	6.08	0.87	7.01	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	
536	250	70.0261	0.0618	01.09.88	4.310	35.036	n.v.	8.06	111.42	13.50	n.v.	0.00	n.v.	0.66	0.38	0.06	0.38	n.v.	0.04	0.05	7.79	0.69	11.35	-25.00	13.43	13.43	n.v.	
536	500	70.0261	0.0618	01.09.88	3.693	35.024	n.v.	8.19	111.50	12.95	n.v.	0.04	n.v.	1.00	9.94	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	-24.02	11.69	11.69	n.v.
536	750	70.0261	0.0618	01.09.88	1.990	34.190	n.v.	8.18	106.09	15.12	n.v.	0.04	n.v.	0.95	9.17	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	-24.92	11.23	11.23	n.v.
536	1000	70.0261	0.0618	01.09.88	0.012	34.848	n.v.	8.11	100.33	15.10	n.v.	0.06	n.v.	0.95	10.70	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	-24.42	9.94	9.94	n.v.
536	1500	70.0261	0.0618	01.09.88	-0.676	34.854	n.v.	7.99	97.03	16.30	n.v.	0.08	n.v.	1.05	12.23	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	-24.47	9.78	9.78	n.v.
536	2000	70.0261	0.0618	01.09.88	-0.844	34.852	n.v.	8.05	97.34	16.18	n.v.	0.06	n.v.	1.11	12.99	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	-25.65	8.85	8.85	n.v.
536	2500	70.0261	0.0618	01.09.88	-0.904	34.850	n.v.	8.08	97.55	15.22	n.v.	0.01	n.v.	1.05	13.38	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	-23.59	11.15	11.15	n.v.
536	3200	70.0261	0.0618	01.09.88	-0.870	34.840	n.v.	8.09	97.74	15.79	n.v.	0.04	n.v.	1.11	13.76	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	-23.75	11.15	11.15	n.v.
537	0	72.3595	10.2898	02.09.88	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	0.61	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	15.33
537	3	72.3595	10.2898	02.09.88	3.846	31.586	n.v.	7.95	106.19	0.50	n.v.	0.00	n.v.	0.09	0.65	0.61	1.45	n.v.	0.10	0.21	11.69	1.48	7.88	-26.28	9.63	9.44	5.99	
537	8	72.3595	10.2898	02.09.88	3.832	31.580	n.v.	7.88	105.21	0.50	n.v.	0.00	n.v.	0.09	0.22	0.61	0.47	n.v.	0.09	0.24	12.60	1.51	8.34	n.v.	n.v.	n.v.	3.65	
537	11	72.3595	10.2898	02.09.88	3.342	31.566	n.v.	7.99	105.37	1.56	n.v.	0.00	n.v.	0.18	0.65	0.76	0.56	n.v.	0.09	0.37	23.80	1.91	12.49	n.v.	n.v.	n.v.	4.29	
537	16	72.3595	10.2898	02.09.88	0.270	32.856	n.v.	8.05	98.92	5.01	n.v.	0.05	n.v.	0.43	1.94	1.56	0.92	n.v.	0.11	0.81	13.84	2.08	6.65	n.v.	n.v.	n.v.	2.24	
537	21	72.3595	10.2898	02.09.88	0.362	33.288	n.v.	7.80	96.37	5.26	n.v.	0.07	n.v.	0.50	1.94	1.51	1.10	n.v.	0.12	0.77	16.42	2.17	7.58	n.v.	n.v.	n.v.	4.81	
537	25	72.3595	10.2898	02.09.88	0.756	33.676	n.v.	7.76	97.13	6.82	n.v.	0.12	n.v.	0.61	3.23	1.19	7.47	n.v.	0.09	0.57	15.10	1.79	8.43	-26.34	9.68	9.50	0.61	
537	35	72.3595	10.2898	02.09.88	1.276	34.210	n.v.	7.85	99.97	9.19	n.v.	0.31	n.v.	0.70	3.23	0.59	0.87	n.v.	0.04	0.21	10.08	1.12	9.00	n.v.	n.v.	n.v.	0.02	
537	50	72.3595	10.2898	02.09.88	1.038	34.434	n.v.	7.92	100.39	10.59	n.v.	0.41	n.v.	0.70	3.23	0.82	1.20	n.v.	0.03	0.21	4.90	0.35	13.97	-25.05	8.20	8.02	0.00	
537	75	72.3595	10.2898	02.09.88	0.784	34.538	n.v.	8.83	111.26	13.54	n.v.	0.29	n.v.	0.81	4.52	0.11	0.63	n.v.	0.08	0.13	4.49	0.51	8.81	n.v.	n.v.		n.v.	
537	100	72.3595	10.2898	02.09.88	0.024	34.686	n.v.	8.66	107.05	14.27	n.v.	0.06	n.v.	0.81	5.16	0.07	0.26	n.v.	0.04	0.17	6.13	0.53	11.58	-25.46	8.02	7.84	n.v.	
537	175	72.3595	10.2898	02.09.88	0.810	34.830	n.v.	9.51	120.15	13.98	n.v.	0.02	n.v.	0.81	5.81	n.v.	1.05	n.v.	0.04	0.17	6.59	0.86	7.66	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	
537	250	72.3595	10.2898	02.09.88	0.798	34.862	n.v.	9.47	119.63	13.98	n.v.	0.04	n.v.	0.75	5.16	0.06	0.66	n.v.	0.04	0.14	9.39	1.06	8.82	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	
537	300	72.3595	10.2898	02.09.88	0.650	34.864	n.v.	9.18	115.52	14.98	n.v.	0.02	n.v.	0.86	5.16	n.v.	0.38	n.v.	0.03	0.10	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	15.70	15.61	n.v.	
537	500	72.3595	10.2898	02.09.88	0.056	34.850	n.v.	8.77	108.63	15.65	n.v.	0.02	n.v.	0.92	5.81	n.v.	0.49	n.v.	0.02	0.06	4.65	0.45	10.42	-25.43	9.40	9.22	n.v.	
537	750	72.3595	10.2898	02.09.88	0.474	34.842	n.v.	8.47	106.07	15.98	n.v.	0.02	n.v.	0.92	5.81	n.v.	0.54	n.v.	0.03	0.08	7.16	0.71	10.05	-26.11	14.72	14.53	n.v.	
537	1000	72.3595	10.2898	02.09.88	0.688	34.846	n.v.	8.56	107.81	16.67	n.v.	0.00	n.v.	0.97	8.39	n.v.	0.54	n.v.	0.03	0.08	9.58	0.90	10.61	-21.23	8.54	8.36	n.v.	
537	1500	72.3595	10.2898	02.09.88	0.900	34.850	n.v.	7.99	101.19	16.67	n.v.	0.00	n.v.	0.92	10.97	n.v.	0.66	n.v.	0.03	0.06	11.03	1.08	10.18	-24.96	8.48	8.30	n.v.	
537	2000	72.3595	10.2898	02.09.88	1.052	34.838	n.v.	7.87	100.06	16.81	n.v.	0.02	n.v.	0.81	10.97	n.v.	0.50	n.v.	0.03	0.07	5.31	0.44	11.94	-25.29	9.64	n.v.	n.v.	
537	2180	72.3595	10.2898	02.09.88	1.108	34.838	n.v.	n.v.	n.v.	17.00	n.v.	0.00	n.v.	0.81	11.61	n.v.	0.49	n.v.	0.03	0.12	8.52	0.68	12.48	-24.61	13.71	13.53	n.v.	

Anhang, Tabelle 12

Wassersäulen-Daten der Meteorreise M10/4

Sta- tion	Tiefe [m]	Latit. Nord	Long. (W = positiv, O = negativ)	Datum	Temp. [°C]	Salz. [*10 ⁻³]	STET	O ₂ [ml]	O ₂ [%-Sätt]	NO ₃ [µMol]	δ ¹⁵ NO ₃ [‰]	NO ₂ [µMol]	NH ₄ [µMol]	PO ₄ [µMol]	SiO ₄ [µMol]	Chl <u>a</u> [µg*dm ⁻³]	Seston [mg*dm ⁻³]	Karb. [µMol]	PSi [µMol]	POC [µMol]	PON [µMol]	C/N	δ ¹³ C [‰]	δ ¹⁵ N [‰] korr.	δ ¹⁵ N [‰] unkorr.	¹⁴ C-PP [mg*m ⁻³ *d ⁻¹]	Licht [%]	
630	5	73.0300	-6.4067	20.6.89	-0.577	33.035	26.568	n.v.	n.v.	1.73	5.62	0.03	n.v.	0.30	4.24	1.10	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	3.23	3.23	n.v.	n.v.
630	15	73.0300	-6.4067	20.6.89	0.18	34.443	27.668	n.v.	n.v.	6.9	5.11	0.04	n.v.	0.56	4.24	1.78	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	-25.33	4.09	4.09	n.v.	n.v.
630	20	73.0300	-6.4067	20.6.89	0.262	34.481	27.694	n.v.	n.v.	7.1	5.74	0.05	n.v.	0.57	3.94	1.59	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	-25.66	3.96	3.96	n.v.	n.v.
630	40	73.0300	-6.4067	20.6.89	-0.613	34.547	27.790	n.v.	n.v.	6.9	4.86	0.04	n.v.	0.55	3.18	1.00	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	-25.60	4.10	4.10	n.v.	n.v.
630	100	73.0300	-6.4067	20.6.89	0.35	34.853	27.989	n.v.	n.v.	11.22	5.86	0.07	n.v.	0.81	6.06	0.17	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	-25.46	4.97	4.97	n.v.	n.v.
630	500	73.0300	-6.4067	20.6.89	-0.498	34.890	28.062	n.v.	n.v.	12	4.87	0.01	n.v.	0.87	6.82	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	-25.35	2.96	2.96	n.v.	n.v.
630	1000	73.0300	-6.4067	20.6.89	-0.792	34.901	28.084	n.v.	n.v.	13.23	5.23	0.02	n.v.	0.95	9.24	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	-24.95	6.52	6.52	n.v.	n.v.
640	3	70.0033	-0.0617	23.6.89	7.061	35.080	27.494	7.20	106.25	4.84	7.33	0.06	0.09	0.39	3.55	2.47	0.98	0.62	0.17	0.63	24.16	3.57	6.76	-24.09	2.80	2.80	63.50	30.20
640	7	70.0033	-0.0617	23.6.89	7.058	35.081	27.495	7.20	106.21	5.2	8.05	0.07	0.11	0.41	3.55	2.52	1.79	1.50	0.18	0.64	24.90	3.69	6.75	-24.38	2.19	2.19	49.80	25.40
640	14	70.0033	-0.0617	23.6.89	7.057	35.081	27.495	7.19	106.14	5.53	7.27	0.06	0.26	0.42	3.71	2.41	1.03	0.66	0.24	0.76	29.70	4.16	7.15	-24.23	2.52	2.52	28.30	8.40
640	19	70.0033	-0.0617	23.6.89	7.057	35.081	27.495	7.19	106.11	5.52	7.17	0.07	0.46	0.44	3.87	2.30	1.52	0.66	0.18	0.63	12.21	0.61	19.88	-24.14	2.12	2.12	12.50	0.20
640	28	70.0033	-0.0617	23.6.89	6.564	35.094	27.573	6.94	101.26	7.80	5.53	0.14	0.45	0.60	4.35	0.65	1.23	1.06	0.08	0.41	14.23	1.68	8.47	-25.75	1.29	1.29	0.90	1.70
640	40	70.0033	-0.0617	23.6.89	6.109	35.081	27.623	6.80	98.09	9.74	4.45	0.16	n.v.	0.73	5.00	0.20	1.32	1.02	0.04	0.32	10.98	1.12	9.84	-25.56	1.69	1.69	0.20	0.10
640	100	70.0033	-0.0617	23.6.89	5.442	35.057	27.689	6.74	95.78	12.23	3.80	0.02	n.v.	0.84	5.48	0.02	1.79	1.30	0.05	0.17	5.83	0.63	9.27	-24.69	3.29	3.29	n.v.	n.v.
640	200	70.0033	-0.0617	23.6.89	4.669	35.058	27.781	6.91	96.37	12.23	2.81	0.02	n.v.	0.83	5.48	0.02	1.27	1.12	0.00	0.18	7.89	0.63	12.63	n.v.	5.96	5.96	n.v.	n.v.
640	300	70.0033	-0.0617	23.6.89	4.311	35.083	27.840	6.97	96.39	12.04	3.68	0.02	n.v.	0.81	5.32	0.01	1.12	0.82	0.02	0.19	8.81	0.50	17.49	-25.48	5.47	5.47	n.v.	n.v.
640	500	70.0033	-0.0617	23.6.89	3.903	35.077	27.879	7.01	95.97	12.14	3.02	0.02	n.v.	0.83	5.32	0.02	1.12	0.97	0.03	0.18	5.78	0.36	15.91	-25.23	6.72	6.72	n.v.	n.v.
640	650	70.0033	-0.0617	23.6.89	3.52	35.065	27.908	7.06	95.66	12.23	n.v.	0.03	n.v.	0.85	5.32	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	0.98	0.98	n.v.	n.v.
640	750	70.0033	-0.0617	23.6.89	3.142	35.043	27.928	7.12	95.53	12.43	2.95	0.02	n.v.	0.86	5.32	n.v.	0.53	0.50	0.02	0.09	4.87	0.54	9.09	-25.05	6.49	6.49	n.v.	n.v.
640	850	70.0033	-0.0617	23.6.89	2.459	34.997	27.953	7.13	94.05	11.74	n.v.	0.03	n.v.	0.81	5.16	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	0.75	0.75	n.v.	n.v.
640	1000	70.0033	-0.0617	23.6.89	0.774	34.914	28.012	6.98	88.16	13.49	3.14	0.04	n.v.	0.93	6.29	n.v.	0.68	0.50	0.02	0.14	5.98	0.46	12.92	-25.02	4.03	4.03	n.v.	n.v.
640	1250	69.9967	-0.0300	23.6.89	-0.285	34.899	28.059	6.88	84.48	13.99	n.v.	0.03	n.v.	0.97	7.58	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	0.51	0.51	n.v.	n.v.
640	1500	69.9967	-0.0300	23.6.89	-0.605	34.905	28.079	6.87	83.62	13.99	3.57	0.03	n.v.	1.01	9.35	n.v.	0.62	0.41	0.13	0.08	5.29	0.46	11.58	-24.59	6.86	6.86	n.v.	n.v.
640	1750	69.9967	-0.0300	23.6.89	-0.747	34.908	28.088	6.89	83.54	14.48	n.v.	0.03	n.v.	1.03	10.32	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	0.37	0.37	n.v.	n.v.
640	2000	69.9967	-0.0300	23.6.89	-0.823	34.908	28.091	6.91	83.53	14.58	4.95	0.03	n.v.	1.04	10.97	n.v.	0.74	0.58	0.02	0.08	5.20	0.31	16.99	-25.44	5.80	5.80	n.v.	n.v.
640	2250	69.9967	-0.0300	23.6.89	-0.869	34.908	28.093	6.93	83.72	14.78	n.v.	0.03	n.v.	1.05	11.45	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	0.28	0.28	n.v.	n.v.
640	2500	69.9967	-0.0300	23.6.89	-0.887	34.908	28.093	6.94	83.82	14.87	3.33	0.03	n.v.	1.06	11.94	n.v.	0.76	0.51	0.01	0.19	4.92	0.29	16.85	-24.27	7.81	7.81	n.v.	n.v.
640	2750	69.9967	-0.0300	23.6.89	-0.885	34.908	28.093	6.99	84.44	14.87	n.v.	0.03	n.v.	1.07	12.26	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.
640	3000	69.9967	-0.0300	23.6.89	-0.867	34.909	28.093	6.93	83.78	14.96	3.00	0.04	n.v.	1.06	12.10	n.v.	0.99	0.80	0.01	0.16	3.28	0.21	15.42	-23.76	6.56	6.56	n.v.	n.v.
640	3242	69.9967	-0.0300	23.6.89	-0.846	34.909	28.093	6.92	83.63	15.06	3.89	0.04	n.v.	1.11	12.58	n.v.	0.60	0.57	0.02	0.11	4.85	0.39	12.29	-24.08	6.31	6.31	n.v.	n.v.

Anhang, Tabelle 12

Wassersäulen-Daten der Meteorreise M10/4

Sta- tion	Tiefe [m]	Latit. Nord	Long. (W = positiv, O = negativ)	Datum	Temp. [°C]	Salz. [*10 ⁻³]	STET	O ₂ [ml]	O ₂ [%-Sätt]	NO ₃ [μMol]	δ ¹⁵ NO ₃ [‰]	NO ₂ [μMol]	NH ₄ [μMol]	PO ₄ [μMol]	SiO ₄ [μMol]	Chl a [μg*dm ⁻³]	Seston [mg*dm ⁻³]	Karb. [μMol]	PPO4 [μMol]	PSi [μMol]	POC [μMol]	PON [μMol]	C/N	δ ¹³ C [‰]	δ ¹⁵ N [‰] korr.	δ ¹⁵ N [‰] unkorr.	¹⁴ C-PP [mg*m ⁻³ *d ⁻¹]
663	3	72.1433	-7.9800	4.7.89	2.041	34.182	27.336	8.19	105.86	2.85	n.v.	0.05	0.29	0.30	0.66	1.3	1.58	1.13	0.21	0.68	8.81	1.00	8.81	-23.38	5.59	6.74	n.v.
663	6	72.1433	-7.9800	4.7.89	2.043	34.182	27.335	8.14	105.19	2.91	n.v.	0.05	0.40	0.32	0.74	1.25	1.24	1.02	0.19	0.72	23.91	3.92	6.10	-22.65	11.27	11.42	n.v.
663	10	72.1433	-7.9800	4.7.89	2.038	34.189	27.341	8.12	104.98	3.01	n.v.	0.05	0.37	0.32	0.77	1.36	1.67	1.13	0.19	0.76	22.92	3.72	6.16	-23.64	4.94	5.08	n.v.
663	15	72.1433	-7.9800	4.7.89	2.024	34.220	27.367	8.13	105.19	3.07	n.v.	0.05	0.35	0.32	0.81	1.06	1.43	1.33	0.18	0.7	20.66	3.63	5.69	-22.80	6.72	6.87	n.v.
663	20	72.1433	-7.9800	4.7.89	1.906	34.302	27.442	8.13	105.09	3.08	n.v.	0.04	0.30	0.34	0.88	1.00	0.99	0.83	0.16	0.64	23.90	4.12	5.80	-23.30	5.32	5.47	n.v.
663	28	72.1433	-7.9800	4.7.89	-0.29	34.572	27.796	8.14	105.38	3.19	n.v.	0.05	0.33	0.35	0.99	1.00	1.27	0.95	0.13	0.74	21.86	3.72	5.88	-24.07	9.40	9.52	n.v.
663	40	72.1433	-7.9800	4.7.89	-0.737	34.591	27.831	8.43	105.99	5.32	n.v.	0.03	0.70	0.68	1.32	0.97	1.47	1.42	0.09	0.43	20.09	3.09	6.50	-24.14	4.67	4.82	n.v.
663	45	72.1433	-7.9800	4.7.89	-0.894	34.597	27.842	8.55	105.59	6.22	n.v.	0.02	0.12	0.70	1.76	0.77	1.46	1.34	0.05	0.47	18.62	3.01	6.19	-25.16	5.86	6.01	n.v.
663	75	72.1433	-7.9800	4.7.89	-1.31	34.625	27.880	8.40	100.73	8.80	n.v.	0.01	0.38	0.85	3.05	0.19	1.14	1.06	0.05	0.38	7.13	0.98	7.28	-26.58	7.88	8.03	n.v.
663	100	72.1433	-7.9800	4.7.89	-1.432	34.694	27.940	8.09	96.03	10.50	n.v.	0.04	0.32	0.95	4.34	0.18	1.43	1.38	0.02	0.41	8.41	0.74	11.36	-24.66	5.86	6.01	n.v.
663	150	72.1433	-7.9800	4.7.89	-0.641	34.783	27.982	7.61	91.90	11.70	n.v.	0.01	0.33	1.02	5.81	0.06	1.05	0.78	0.02	0.34	3.91	0.43	9.09	-24.67	7.15	7.30	n.v.
663	300	72.1433	-7.9800	4.7.89	0.239	34.882	28.018	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	-24.99	7.13	7.28	n.v.
663	500	72.1433	-7.9800	4.7.89	0.021	34.895	28.041	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	-25.58	7.18	7.32	n.v.
663	1000	72.1433	-7.9800	4.7.89	-0.65	34.902	28.079	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	-26.36	7.70	7.70	n.v.
690	0	71.9967	-7.0017	9.7.89	2.377	34.189	27.314	8.53	111.65	0.16	n.v.	0.04	0.24	0.18	0.35	5.13	2.50	2.06	0.18	2.07	17.84	2.73	6.53	-21.85	6.86	6.86	n.v.
690	10	71.9967	-7.0017	9.7.89	2.358	34.191	27.317	8.51	111.40	0.13	n.v.	0.07	0.85	0.35	0.28	1.05	1.84	1.66	0.21	1.97	19.29	2.01	9.60	-22.03	6.37	6.37	n.v.
690	25	71.9967	-7.0017	9.7.89	0.001	34.411	27.652	8.44	104.08	6.96	n.v.	0.04	0.46	0.59	2.52	1.36	2.96	2.82	0.06	0.84	10.3	1.47	7.01	-23.15	3.88	3.88	n.v.
690	50	71.9967	-7.0017	9.7.89	-1.039	34.582	27.836	8.44	101.28	8.72	n.v.	0.08	0.24	0.63	2.58	0.22	1.90	2.14	0.02	1.06	9.76	n.v.	n.v.	-25.41	3.37	3.37	n.v.
690	90	71.9967	-7.0017	9.7.89	-1.282	34.667	27.913	8.03	95.76	10.75	n.v.	0.05	0.23	0.79	3.92	0.19	1.94	1.57	0.02	0.22	13.83	1.05	13.17	-25.20	10.24	10.24	n.v.
690	200	71.9967	-7.0017	9.7.89	0.198	34.878	28.017	7.33	91.14	12.59	n.v.	0.08	0.11	0.91	5.32	0.14	1.16	0.89	0.00	0.33	6.66	n.v.	n.v.	-24.81	6.61	6.61	n.v.
690	300	71.9967	-7.0017	9.7.89	0.225	34.895	28.030	7.29	90.70	13.04	n.v.	0.02	0.05	0.95	5.59	0.07	1.18	1.05	0.01	0.21	2.33	0.27	8.63	-25.09	8.00	8.00	n.v.
690	500	71.9967	-7.0017	9.7.89	-0.238	34.891	28.051	7.25	89.14	13.44	n.v.	0.03	0.12	0.99	6.29	0.05	1.54	1.33	0.00	0.18	6.2	n.v.	n.v.	-24.96	15.00	15.00	n.v.
690	1000	71.9967	-7.0017	9.7.89	-0.735	34.894	28.076	7.08	85.85	14.31	n.v.	0.03	0.22	1.08	8.25	n.v.	0.78	0.65	0.00	0.21	2.9	0.3	9.67	-24.32	13.17	13.17	n.v.
690	1500	71.9967	-7.0017	9.7.89	-0.896	34.897	28.085	7.04	84.92	14.86	n.v.	0.01	0.12	1.09	9.58	n.v.	1.09	0.92	0.01	0.20	5.71	n.v.	n.v.	-25.30	17.20	17.20	n.v.
690	2000	71.9967	-7.0017	9.7.89	-0.969	34.902	28.092	7.03	84.73	15.19	n.v.	0.01	0.12	1.11	10.28	n.v.	0.73	0.70	0.01	0.10	2.85	0.25	11.40	-25.53	13.00	13.00	n.v.
690	2690	71.9967	-7.0017	9.7.89	-1.046	34.897	28.091	7.11	85.44	15.23	n.v.	0.02	0.11	1.13	11.12	n.v.	0.73	0.58	0.01	0.16	2.57	n.v.	n.v.	-25.69	8.06	8.06	n.v.

Anhang, Tabelle 12

Wassersäulen-Daten der Meteorreise M10/4

Sta- tion	Tiefe [m]	Latit. Nord	Long. (W = positiv, O = negativ)	Datum	Temp. [°C]	Salz. [·10 ⁻³]	STET	O ₂ [ml]	O ₂ [%-Sätt]	NO ₃ [μMol]	δ ¹⁵ NO ₃ [‰]	NO ₂ [μMol]	NH ₄ [μMol]	PO ₄ [μMol]	SiO ₄ [μMol]	Chl a [μg·dm ⁻³]	Seston [mg·dm ⁻³]	Karb. [μMol]	PPO4 [μMol]	PSi [μMol]	POC [μMol]	PON [μMol]	C/N	δ ¹³ C [‰]	δ ¹⁵ N [‰]	δ ¹⁵ N [‰]	¹⁴ C-PP [mg·m ⁻³ ·d ⁻¹]
																									korrr.	unkorr.	
647	5	72.5683	-10.5350	26.6.89	-0.307	n.v.	n.v.	8.64	104.62	3.20	7.41	0.06	0.18	0.33	4.63	0.75	1.75	1.46	0.14	0.62	13.72	1.96	7.00	-24.15	2.75	2.50	n.v.
647	20	72.5683	-10.5350	26.6.89	-0.341	n.v.	n.v.	9.34	113.00	2.50	12.69	0.06	0.35	0.37	4.46	2.20	1.51	0.98	0.17	0.47	23.80	3.71	6.42	-23.40	2.82	2.57	n.v.
647	25	72.5683	-10.5350	26.6.89	-0.724	n.v.	n.v.	9.40	113.21	3.35	9.05	0.03	0.33	0.45	4.30	3.81	1.28	0.99	0.19	0.44	30.62	4.48	6.83	-23.34	2.73	2.48	n.v.
647	30	72.5683	-10.5350	26.6.89	-1.223	n.v.	n.v.	8.73	103.92	5.57	22.19	0.02	0.32	0.56	4.96	2.37	0.75	0.55	0.12	0.26	13.28	2.19	6.06	-24.53	3.22	2.97	n.v.
647	40	72.5683	-10.5350	26.6.89	-1.283	34.266	27.588	8.20	97.49	7.88	n.v.	0.04	0.32	0.65	5.29	0.72	1.03	0.73	0.08	0.46	10.46	1.49	7.03	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.
647	50	72.5683	-10.5350	26.6.89	-1.282	34.382	27.682	7.64	90.94	9.96	6.14	0.06	0.18	0.76	5.79	0.39	1.10	0.93	0.05	0.15	5.82	0.67	8.65	-25.52	5.34	5.19	n.v.
647	100	72.5683	-10.5350	26.6.89	0.877	34.820	27.930	7.12	90.02	11.18	5.09	0.01	0.10	0.81	5.79	0.05	0.83	n.v.	0.03	0.24	4.75	0.56	8.49	-25.41	2.07	1.82	n.v.
647	200	72.5683	-10.5350	26.6.89	0.551	34.893	28.009	7.18	90.04	11.52	5.58	0.01	0.08	0.84	5.95	0.08	0.87	n.v.	0.03	0.15	4.29	0.45	9.60	-24.70	7.64	7.39	n.v.
647	500	72.5683	-10.5350	26.6.89	-0.19	34.900	28.056	7.25	89.15	11.98	6.09	0.02	0.06	0.95	6.61	0.01	0.45	n.v.	0.03	0.09	25.75	3.76	6.84	-24.85	6.27	6.02	n.v.
647	1000	72.5683	-10.5350	26.6.89	-0.717	34.904	28.083	7.06	85.62	13.16	5.59	0.01	0.05	0.97	8.76	n.v.	0.90	n.v.	0.05	0.12	14.20	1.84	7.74	-25.55	4.75	4.50	n.v.
658	3	71.9900	-8.4150	1.7.89	1.618	34.293	27.456	8.23	105.27	2.89	7.22	0.03	0.10	0.24	0.69	n.v.	1.40	0.64	0.17	0.33	24.56	4.31	5.70	-22.30	4.84	4.84	n.v.
658	5	71.9900	-8.4150	1.7.89	1.623	34.291	27.454	8.20	104.92	2.94	8.09	0.04	0.06	0.29	0.69	n.v.	2.31	1.06	0.20	0.25	24.54	4.92	4.99	-22.37	5.12	5.12	n.v.
658	9	71.9900	-8.4150	1.7.89	1.603	34.298	27.461	8.21	105.00	3.05	9.20	0.05	0.06	0.26	0.69	n.v.	1.68	1.32	0.18	0.36	31.4	5.71	5.50	-22.72	5.42	5.42	n.v.
658	14	71.9900	-8.4150	1.7.89	1.581	34.299	27.464	8.21	105.05	3.10	14.40	0.05	0.10	0.27	0.85	1.17	1.61	1.17	0.18	0.47	27.31	5.04	5.42	-22.44	6.07	6.07	n.v.
658	18	71.9900	-8.4150	1.7.89	1.536	34.306	27.473	8.25	105.55	3.32	13.52	0.05	0.05	0.29	0.85	1.08	1.58	1.13	0.17	0.30	24.68	4.43	5.57	-22.57	6.20	6.20	n.v.
658	27	71.9900	-8.4150	1.7.89	0.791	34.475	27.658	8.69	107.30	4.63	10.43	0.04	0.06	0.46	1.15	0.85	1.45	1.31	0.10	0.23	12.2	2.32	5.26	-22.96	6.32	6.32	n.v.
658	40	71.9900	-8.4150	1.7.89	-0.451	34.574	27.805	8.56	103.24	6.66	6.33	0.04	0.09	0.58	1.92	0.16	1.80	1.54	0.03	0.49	18.26	2.6	7.02	-24.47	4.22	4.22	n.v.
658	100	71.9900	-8.4150	1.7.89	-1.158	34.720	27.952	7.75	92.92	11.15	5.25	0.12	0.06	0.84	4.54	n.v.	0.30	0.39	0.02	0.31	9.92	1.53	6.48	-24.65	7.60	7.60	n.v.
658	150	71.9850	-8.4583	1.7.89	-0.008	34.851	28.007	7.37	91.13	12.26	3.52	0.02	0.03	0.88	5.50	n.v.	1.25	1.19	0.03	0.04	6.79	0.65	10.45	-25.02	7.04	7.04	n.v.
658	200	71.9850	-8.4583	1.7.89	0.293	34.890	28.022	n.v.	n.v.	12.46	3.98	0.02	0.14	0.86	5.54	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	-25.16	7.51	7.51	n.v.
658	300	71.9850	-8.4583	1.7.89	0.305	34.909	28.036	n.v.	n.v.	12.59	5.26	0.03	0.28	0.91	5.77	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	-25.25	7.51	7.51	n.v.
658	500	71.9850	-8.4583	1.7.89	-0.159	34.901	28.055	n.v.	n.v.	12.94	5.09	0.02	0.34	0.94	6.54	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	-25.72	7.70	7.70	n.v.
658	750	71.9850	-8.4583	1.7.89	-0.499	34.899	28.069	n.v.	n.v.	13.35	4.44	0.02	0.26	0.98	7.54	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	-26.40	8.19	8.19	n.v.
658	1000	71.9850	-8.4583	1.7.89	-0.703	34.902	28.081	n.v.	n.v.	13.69	4.22	0.02	0.18	1.01	8.69	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	-24.72	8.02	8.02	n.v.
658	1500	71.9850	-8.4583	1.7.89	-0.882	34.905	28.091	n.v.	n.v.	14.17	n.v.	0.01	0.25	1.04	10.23	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	-24.90	8.21	8.21	n.v.
658	2000	71.9850	-8.4583	1.7.89	-0.981	34.904	28.094	n.v.	n.v.	14.44	5.41	0.02	0.19	1.04	10.69	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	-25.17	7.87	7.87	n.v.
658	2342	71.9850	-8.4583	1.7.89	-1.067	34.897	28.091	n.v.	n.v.	14.51	6.83	0.02	0.18	1.07	11.69	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	-24.49	7.97	7.97	n.v.

Anhang, Tabelle 13

Wassersäulen-Daten der Valdiviareise

Sta- tion	Tiefe [m]	Latit. Nord	Long. (W = positiv, O = negativ)	Datum	Temp. [°C]	Salz. [*10 ⁻³]	STET	O ₂ [ml]	O ₂ [%-Sätt]	NO ₃ [μMol]	δ ¹⁵ NO ₃ [‰]	NO ₂ [μMol]	NH ₄ [μMol]	PO ₄ [μMol]	SiO ₄ [μMol]	Chl a [μg*dm ⁻³]	Seston [mg*dm ⁻³]	Karb. [μMol]	PPO ₄ [μMol]	PSi [μMol]	POC [μMol]	PON [μMol]	C/N	δ ¹³ C [‰]	δ ¹⁵ N [‰] korr.	δ ¹⁵ N [‰] unkorr.
OG	0	72.0069	-1.103	19.11.89	-0.64	34.01	n.v.	8.12	98.14	5.7	5.39	0.29	0.48	0.60	3.55	0.01	9.48	7.46	0.00	0.13	4.90	0.53	9.29			
OG	25	72.0069	-1.103	19.11.89	-0.64	34.00	n.v.	7.68	92.88	9.59	n.v.	0.10	0.17	0.90	5.65	0.06	8.20	6.66	0.02	0.16	9.03	0.62	14.57	-26.47	4.23	4.23
OG	50	72.0069	-1.103	19.11.89	-0.77	34.76	n.v.	7.15	86.51	10.56	n.v.	0.00	0.26	0.76	5.77	0.03	9.33	6.53	0.01	0.16	7.20	0.58	12.40	-24.86	5.8	5.8
OG	75	72.0069	-1.103	19.11.89	-0.68	34.83	n.v.	7.12	86.47	10.52	8.93	0.04	0.00	0.93	6.05	0.05	8.69	7.55	0.01	0.15	7.19	0.53	13.64	n.v.	n.v.	n.v.
OG	100	72.0069	-1.103	19.11.89	-0.85	34.87	n.v.	7.08	85.65	10.47	n.v.	0.02	1.01	1.04	6.38	0.07	8.37	7.19	0.00	0.18	6.91	0.65	10.67	-26.77	4.91	4.91
OG	125	72.0069	-1.103	19.11.89	-0.67	34.87	n.v.	7.10	86.27	10.9	n.v.	0.01	0.11	0.85	6.32	0.06	9.37	7.18	0.01	0.27	8.43	0.96	8.83	n.v.	n.v.	n.v.
OG	250	72.0069	-1.103	19.11.89	-0.47	34.92	n.v.	7.20	88.00	10.97	5.2	0.05	0.18	0.91	6.32	0.04	8.95	6.71	0.01	0.13	9.23	0.77	12.01	-26.83	5.21	5.21
OG	500	72.0069	-1.103	19.11.89	-0.37	34.90	n.v.	7.34	89.94	11.02	n.v.	0.02	0.00	0.97	6.54	n.v.	4.49	3.78	0.01	0.12	8.50	0.64	13.19	-27.02	6.15	6.15
OG	750	72.0069	-1.103	19.11.89	-0.68	34.89	n.v.	7.24	87.99	11.4	n.v.	0.03	0.00	0.90	7.41	n.v.	4.34	3.65	0.01	0.12	7.20	0.61	11.84	-26.66	3.99	3.99
OG	1000	72.0069	-1.103	19.11.89	-0.81	34.89	n.v.	7.07	85.60	12.91	n.v.	0.01	0.02	1.18	8.86	n.v.	4.21	2.90	0.01	0.11	6.54	0.46	14.21	-26.52	4.63	4.63
OG	1500	72.0069	-1.103	19.11.89	-0.93	34.89	n.v.	7.06	85.18	12.55	6.97	0.00	0.09	1.10	9.78	n.v.	4.41	3.34	0.02	0.18	10.00	0.76	13.17	n.v.	n.v.	n.v.
OG	2000	72.0069	-1.103	19.11.89	-0.99	34.90	n.v.	7.11	85.64	12.75	n.v.	0.00	0.22	1.03	10.59	n.v.	3.82	2.93	0.02	0.13	7.50	0.65	11.62	-25.98	4.79	4.79
OG	2250	72.0069	-1.103	19.11.89	-1.03	34.89	n.v.	n.v.	n.v.	11.92	n.v.	0.01	0.15	1.01	9.08	n.v.	5.01	3.32	0.03	0.31	14.35	1.00	14.38	-26.73	4.93	4.93
OG	2400	72.0069	-1.103	19.11.89	-1.04	34.89	n.v.	7.10	85.38	11.71	6.37	0.05	0.59	1.10	11.02	n.v.	4.38	3.62	0.04	0.22	13.59	0.66	20.71	-26.34	4.67	4.67
NB	0	69.5775	0.115	23.11.89	6.20	35.04	n.v.	6.81	98.57	9.61	5.21	0.02	0.00	0.69	5.00	0.04	1.05	0.76	0.01	0.07	8.54	0.83	10.34	-27.09	6.83	6.83
NB	25	69.5775	0.115	23.11.89	6.20	35.04	n.v.	6.76	97.74	10.1	n.v.	0.03	0.00	0.67	5.06	0.05	1.12	0.83	0.01	0.05	4.74	0.29	16.39	n.v.	n.v.	n.v.
NB	50	69.5775	0.115	23.11.89	6.21	35.04	n.v.	6.73	97.44	8.85	n.v.	0.02	0.00	0.34	5.06	0.05	7.47	6.88	0.01	0.06	6.02	0.43	13.88	-26.9	5.01	5.01
NB	75	69.5775	0.115	23.11.89	6.19	35.04	n.v.	6.76	97.73	9.63	4.93	0.02	0.00	0.77	4.95	0.05	0.93	0.95	0.01	0.05	5.09	0.70	7.29	n.v.	n.v.	n.v.
NB	100	69.5775	0.115	23.11.89	6.16	35.04	n.v.	6.75	97.51	9.83	n.v.	0.04	0.00	0.80	5.00	0.05	1.01	0.66	0.02	0.03	3.81	0.43	8.78	-26.76	3.79	3.79
NB	150	69.5775	0.115	23.11.89	5.65	35.01	n.v.	6.73	96.07	9.92	6.95	0.02	0.00	0.73	5.33	0.15	2.31	1.63	0.03	0.06	4.98	0.38	13.20	n.v.	n.v.	n.v.
NB	300	69.5775	0.115	23.11.89	4.39	35.03	n.v.	6.81	94.30	11.57	n.v.	0.02	0.00	0.67	5.82	n.v.	0.78	0.46	0.00	0.12	8.87	0.79	11.28	n.v.	n.v.	n.v.
NB	500	69.5775	0.115	23.11.89	3.66	35.04	n.v.	6.97	94.86	10.82	n.v.	0.01	0.00	0.76	5.50	n.v.	0.85	0.65	0.00	0.07	4.73	0.38	12.35	-26.66	4.93	4.93
NB	650	69.5775	0.115	23.11.89	3.03	35.00	n.v.	7.04	94.25	11.35	4.89	0.00	0.00	0.78	5.66	n.v.	0.81	0.41	0.00	0.08	6.70	0.60	11.09	-26.26	5.76	5.76
NB	850	69.5775	0.115	23.11.89	1.00	34.91	n.v.	7.02	89.14	12.54	n.v.	0.02	0.00	0.84	6.54	n.v.	1.03	0.66	0.00	0.07	4.77	0.43	10.98	n.v.	n.v.	n.v.
NB	1000	69.5775	0.115	23.11.89	0.12	34.89	n.v.	6.77	83.97	14.17	n.v.	0.02	0.00	0.97	7.14	n.v.	0.62	0.38	0.01	0.06	4.59	0.37	12.27	-26.45	6.13	6.13
NB	1500	69.5775	0.115	23.11.89	-0.66	34.89	n.v.	6.88	83.57	13.77	n.v.	0.01	0.00	1.18	9.94	n.v.	0.63	0.48	0.01	0.06	3.70	0.24	15.36	n.v.	n.v.	n.v.
NB	2000	69.5775	0.115	23.11.89	-0.85	34.89	n.v.	6.88	83.23	13.45	5.28	0.02	0.00	0.92	10.11	n.v.	0.63	0.46	0.01	0.06	4.31	0.48	8.93	n.v.	n.v.	n.v.
NB	2500	69.5775	0.115	23.11.89	-0.90	34.88	n.v.	6.93	83.71	14.15	n.v.	0.01	0.00	1.09	11.15	n.v.	0.58	0.44	0.01	0.06	4.21	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.
NB	3000	69.5775	0.115	23.11.89	-0.88	34.88	n.v.	6.94	83.79	13.81	n.v.	0.01	0.00	0.95	13.13	n.v.	0.77	0.31	0.01	0.11	4.50	0.34	13.28	-27.27	6.73	6.73
NB	3200	69.5775	0.115	23.11.89	-0.87	34.87	n.v.	6.91	83.51	13.19	5.2	0.02	0.00	1.02	12.63	n.v.	0.77	0.50	0.00	0.07	3.93	0.27	14.66	-25.97	3.37	3.37

LITERATURVERZEICHNIS

- Aagaard, K., J.H. Swift, E.C. Carmack (1985) Thermohaline circulation in the Arctic Mediterranean Seas. *Journal of Geophysical Research* 90:4833-4864
- Abelson, P.H., T.C. Hoering (1961) Carbon isotope fractionation in formation of amino acids by photosynthetic organisms. *Proceedings of the National Academy of Science* 47: 623-632.
- Aldredge, A.L., C.Gottschalk (1988) In situ settling behavior of marine snow. *Limnology and Oceanography* 33:339-351
- Altabet, M. (1988) Variations in nitrogen isotopic composition between sinking and suspended particles: Implications for nitrogen cycling and particle transformation in the open ocean. *Deep-Sea Research* 35:535-554
- Altabet, M. (1989) A time series study of the vertical structure of nitrogen and particle dynamics in the Sargasso Sea. *Limnology and Oceanography* 34: 1185-1201.
- Altabet, M., W.G. Deuser, (1985) Seasonal variations in natural abundance of ^{15}N in particles sinking to the deep Sargasso Sea. *Nature* 315:218-219
- Altabet, M., W.G. Deuser, S. Honjo, C. Stienen. Seasonal and depth related changes in the source of sinking particles in the North Atlantic detected using $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ ratios. in Vorbereitung
- Altabet, M., J.J. McCarthy (1985) Temporal and spatial variation in the natural abundance of ^{15}N in PON from a warm core ring. *Deep-Sea Research* 32:755-772
- Altabet, M., J.J. McCarthy (1986) Vertical pattern in ^{15}N natural abundance in PON from the surface waters of warm core rings. *Journal of Marine Research* 44:185-201
- Altabet, M., L.F. Small (1990) The influence on fecal pellet nitrogen isotopic ratio by marine zooplankton. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54:155-163
- Angel, M.V. (1984) Detrital organic fluxes through pelagic ecosystems. In: *Flows of energy and material in aquatic ecosystems*. M.J.R. Fasham (ed.) *Nato Conference Series* 13:475-516
- Antia, A. und 15 andere (1990) The pelagic system and vertical particle flux during autumn in the Greenland Sea, Jan Mayen Current. *Berichte Sonderforschungsbereich 313 Nr. 26*, 54p.
- Antia, A., E. Bauerfeind, B. v. Bodungen, U. Zeller. Abundance, encystement, and sedimentation of Acantharia during autumn 1990 in the East Greenland Sea. in Vorbereitung
- Appleby, G., J. Colbeck, E.S. Holdsworth (1980) β Carboxylation enzymes in marine phytoplankton and isolation and purification of pyruvat carboxylase from *Amphidinium carterae* (Dinophyceae). *Journal of Phycology* 16:290-295
- Arndt, K. (1990) Verbreitung, Produktion und Sedimentation von Diatomeen in der Grönlandsee, Diplomarbeit Universität Kiel 91p.
- D'Avanzo, C., I. Valiela (1990) Use of detrital foods and assimilation of nitrogen by coastal detritivores. *Estuaries* 13:20-24
- de Baar, H.J.W., J.W. Farrington, S.G. Wakeham (1983) Vertical flux of fatty acids in the North Atlantic Ocean. *Journal of Marine Research* 41:19-41
- Bacon, M.P., C.-A. Huh, A.P.Fleer, W.G. Deuser (1985) Seasonality in the flux of natural radionuclides and plutonium in the Sargasso Sea. *Deep-Sea Research* 32:273-286
- Banse, K. (1990) New views on the degradation and disposition of organic particles as collected by sediment traps in the open sea. *Deep-Sea Research* 37:1177-1195
- Bathmann, U.V., T.T. Noji, B. v. Bodungen (1991) Sedimentation of pteropods in the Norwegian Sea in autumn. *Deep-Sea Research* im Druck
- Bathmann, U.V., T.T. Noji, M. Voß, R. Peinert (1987) Copepod fecal pellets: abundance sedimentation and content at a permanent station in the Norwegian Sea in May/June 1986. *Marine Ecology Progress Series* 38: 45-51
- Bathmann, U.V., R. Peinert, T.T. Noji, B. v.Bodungen (1990) Pelagic origin and fate of sedimenting particles in the Norwegian Sea. *Progress in Oceanography* 24:117-125
- Bender, M.M. (1968) Mass spectrometric studies of carbon 13 Variations in corn and other grasses. *Radiocarbon* 10:468-472
- Berger, W.H., E. Vincent (1986) Deep Sea Carbonates: Reading the carbon isotope signal. *Geologische Rundschau* 75:249-269

- Betzer, P.R., W.J. Showers, E.A. Laws, C.D. Winn, G.R. DiTullio, P.M. Kroopnick (1984) Primary productivity and particle fluxes in a transect off the equator at 153° W in the Pacific Ocean. *Deep-Sea Research* 31:1-11
- Bienfang, P.K. (1980) Herbivore diet affect fecal pellet settling. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Science* 37:1352-1357
- Bishop, J.K.B., J.M. Edmond, D.R. Ketten, M.P. Bacon, W.B. Silker (1977) The chemistry biology and vertical flux from the upper 400m of the equatorial Atlantic Ocean. *Deep-Sea Research* 24:511-548
- Bishop, J.K.B., D.R. Ketten, J.M. Edmond (1978) The chemistry biology and vertical flux of particulate matter from the upper 400m of the Cape Basin in the southeast Atlantic Ocean. *Deep-Sea Research* 25:1121-1161
- Bloesch, J. (1988) Sediment trap design and vertical flux studies. In: P.Wassmann, A.-S. Heiskanen (eds.) *Sediment trap studies in the nordic countries*. pp.6-21
- v.Bodungen, B., (1989) *Pelagische Primärproduktion und vertikaler Partikelfluß im Ozean*. Habilitationsschrift, Universität Kiel 156 pp.
- v.Bodungen, B., k. v. Bröckel, V. Smetacek, B. Zeitzschel (1981) Growth and sedimentation of the phytoplankton spring bloom in the Bornholm Sea (Baltic Sea). *Kieler Meeresforschung Sonderheft* 5:49-60
- v.Bodungen, B., M. Voß, M. Wunsch, U. Bathmann (1991b) Vertical particle flux in the Norwegian Sea - Resuspension and interannual variability. In: P.Wassmann, A.-S. Heiskanen (eds.) *Sediment trap studies in the nordic countries II*. im Druck
- v.Bodungen, B., M. Wunsch, H. Fürderer (1991a) Sampling and analysis of suspended and sinking particles in the Northern North Atlantic. im Druck
- Broecker, W.S., G.H. Denton (1989) The role of ocean-atmosphere reorganization in glacial cycles. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53:2465-2501
- Broecker, W.S., T.-H. Peng (1982) *Tracers in the Sea*. Publication of the Lamont-Doherty Geological Observatory, Palisades, N.Y. 690pp.
- Checkley, D.M., L.C. Entzeroth (1985) Elemental and isotopic fractionation of carbon and nitrogen by marine planktonic copepods and implications to the marine nitrogen cycle. *Journal of Plankton Research* 7:553-568
- Checkley, D.M., C.A. Miller (1989) Nitrogen isotope fractionation by oceanic zooplankton. *Deep-Sea Research* 36:1449-1456
- Cho, B.C., F. Azam (1988) Major role of bacteria in biogeochemical fluxes in the ocean's interior. *Nature* 332:441-443
- Cifuentes, L.A., M.L. Fogel, J.R. Pennock, J.H. Sharp (1989) Biogeochemical factors that influence the stable nitrogen isotope ratio of dissolved ammonium in the Delaware Estuary. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53: 2713-2721
- Cifuentes, L.A., J.H. Sharp, M.L. Fogel (1988) Stable carbon and nitrogen isotope biogeochemistry in the Delaware Estuary. *Limnology and Oceanography* 33:1102-1115
- Clarke, R.A., J.H. Swift, J.L. Reid, K.P. Koltermann (1990) The formation of Greenland Sea deep water: double diffusion or deep convection? *Deep-Sea Research* 37:1385-1424
- Cline, J.D., I.R. Kaplan (1975) Isotope fractionation of dissolved nitrate during denitrification in the Eastern Tropical Pacific Ocean. *Marine Chemistry* 3:271-299
- Collos, Y., G. Slawyk (1980) Nitrogen uptake by marine phytoplankton. In: *Primary Productivity in the Sea*. P.G. Falkowski (ed.) pp.195-211
- Craig, H. (1953) The geochemistry of the stable carbon isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 3:53-92
- Degens, E.T. (1969) Biochemistry of stable carbon isotopes. In: *Organic Geochemistry: Methods and Results*. G.Eglinton, M. Murphy (eds.) pp.305-329
- Degens, E.T. (1970) Molecular nature of nitrogenous compounds in sea water and recent marine sediments. In: *Symposium on organic matter in natural water (Alaska 1968)* D.W. Hood (ed.) Institute Marine Science Occasional Publ. No.1:77-106
- Degens, E.T., R.R.L. Guillard, W.M. Sackett, J.A. Hellebust (1968a) Metabolic fractionation of carbon isotopes in marine plankton - I. Temperature and respiration experiments. *Deep-Sea Research* 15:1-9

- Degens, E.T., M. Behrendt, B. Gotthardt, E. Reppmann (1968b) Metabolic fractionation of carbon isotopes in marine plankton - II. Data on samples collected off the coast of Peru and Ecuador. *Deep-Sea Research* 15:11-20
- Deines, P. (1980) The isotopic composition of reduced organic carbon. In: *Handbook of environmental isotope geochemistry*. P.Fritz, J.C. Fontes (eds.) Elsevier Sci. Publ. pp.329-404
- De Niro, M., S.Epstein (1977) Mechanism of carbon isotope fractionation associated with lipid synthesis. *Science* 197:261-263
- De Niro, M., S.Epstein (1981) Influence of diet on the distribution of nitrogen isotopes in animals. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 45:341-351
- Deprie, E. (1983) Aufbau und Erprobung einer Kleinverbrennungsanlage zur Untersuchung der stabilen Kohlenstoffisotope im organischen Material. Staatsexamensarbeit, Universität Kiel
- Descolas-Gros, C., G. de Billy (1987) Temperature adaptation of RuBP Carboxylase: kinetic properties in marine Antarctic diatoms. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* 108:147-158
- Descolas-Gros, C., M.R. Fontugne (1985) Carbon fixation in marine phytoplankton: carboxylase activities and stable carbon isotope ratios: physiological and paleoclimatological aspects. *Marine Biology* 97:1-6
- Deuser, W.G. (1986) Seasonal and interannual variations in deep water particle fluxes in the Sargasso Sea and their relation to surface hydrography. *Deep-Sea Research* 33:225-246
- Deuser, W.G. (1987a) Variability of hydrography and particle flux: Transient and long-term relationship. *Mitt. Geologisch Paläontologisches Institut Universität Hamburg, SCOPE/UNEP Sonderband Heft 62*:179-193
- Deuser, W.G. (1987b) Seasonal variation in isotopic composition and deep-water fluxes of the tests of perennially abundant planktonic foraminifera of the Sargasso Sea: Results from sediment trap collections and the paleocenographic significance. *Journal of Foraminiferal Research* 17:14-27
- Deuser, W.G., P.G. Brewer, T.D. Jickells, R.F. Commeau (1983) Biological control of the removal of abiogenic particels from the surface ocean. *Science* 219:388-391
- Deuser, W.G., E.T. Degens (1967) Carbon isotope fractionation in the system CO_2 (gas)- CO_2 (aqueous)- HCO_3^- (aqueous). *Nature* 215:1033-1035
- Deuser, W.G., E.T. Degens, R.R.L. Guillard (1968) Carbon isotope relationships between plankton and seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 32:657-660
- Deuser, W.G., F.E. Müller-Karger, R.H. Evans, O.B. Brown, W.E. Easias, G.C. Feldman (1990) Surface-ocean color and deep ocean carbon flux: How close a connection. *Deep-Sea Research* 37:1331-1343
- Deuser, W.G., F.E. Müller-Karger, C. Hemleben (1988) Temporal variation of particle fluxes in the deep subtropical and tropical North Atlantic: Eulerian versus Lagrangian effects. *Journal of Geophysical Research* 93:6857-6862
- Deuser, W.G., E.H. Ross (1980) Seasonal change in the flux of organic carbon to the deep Sargasso Sea. *Nature* 283:364-364
- Dortch, Q. (1990) The interaction between ammonium and nitrate uptake in phytoplankton. *Marine Ecology Progress Series* 61:183-201
- Druffel, E.R.M., P.M. Williams (1990) Identification of a deep marine source of particulate organic carbon using bomb ^{14}C . *Nature* 347:172-174
- Druffel, E.R.M., P.M. Williams, Y. Suzuki (1989) Concentrations and radiocarbon signatures of dissolved organic matter in the Pacific Ocean. *Geophysical Research Letters* 16:991-994
- Eadie, B.J., L.M. Jeffry (1973) $\delta^{13}\text{C}$ analysis of oceanic particulate organic matter. *Marine Chemistry* 1:199-209
- Eadie, B.J., L.M. Jeffry, W.M. Sackett (1978) Some observations on the stable carbon isotope composition of dissolved and particulate organic carbon in the marine environment. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 42:1265-1269
- Eggiman, D.W., F.T. Mansheim, P.R. Betzer (1980) Dissolution and analysis of amorphous silica in marine sediments. *Journal of sed. Petrol.* 50:215-225
- Engel, M.H., S.A. Macko (1986) Stable isotope evaluation of the origin of amino acids in fossils. *Nature* 323:531-533
- Epstein, S., R. Buchsbaum, H.A. Lowenstam, H.C. Urey (1951) Carbonate-water isotopic temperature scale. *Bulletin of the Geological Soc. Am.* 62:417-426

- Epstein, S., R. Buchsbaum, H.A. Lowenstam, H.C. Urey (1953) Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Bulletin of the Geological Soc. Am.* 64:1315-1326
- Eppley, R.W., B.J. Peterson (1979) Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean. *Nature* 282:677-680
- Eppley, R.W., E.H. Renger, P.R. Betzer (1983) The residence time of particulate organic carbon in the surface layer of the ocean. *Deep-Sea Research* 30:311-321
- Falkowski, P.G. (1991) Species variability in the fractionation of ^{13}C and ^{12}C by marine phytoplankton. *Journal of Plankton Research* 13:21-28
- Farquhar, G.D., M.C. Ball, S.v.Caemmerer, Z. Roksandic (1982) Effect of salinity and humidity on $\delta^{13}\text{C}$ values of halophytes - Evidence for diffusional isotope fractionation determined by the ratio of intercellular/atmospheric partial pressure of CO_2 under different environmental conditions. *Oecologia (Berl)* 52:121-127
- Fischer, G. (1989) Stabile Kohlenstoff-Isotope in partikulärer organischer Substanz aus dem südlichen Polarmeer (Atlantischer Sektor). Dissertation, Universität Bremen 161pp.
- Focht, D.D. (1973) Isotope fractionation of ^{15}N and ^{14}N in microbiological nitrogen transformations: A theoretical model. *Journal of Environmental Quality* 2:247-252
- Fontugne, M.R., J.-C. Duplessy (1981) Organic carbon isotopic fractionation by marine plankton in the temperature range 1 to 31°C . *Oceanologica Acta* 4:85-90
- Fowler, S.F., G.A. Knauer (1986) Role of large particles in the transport of elements and organic compounds through the oceanic water column. *Progress in Oceanography* 16:147-194
- Fritz, P., J.C. Fontes (1980) Handbook of environmental isotope geochemistry Vol. 1 Elsevier Verlag
- Fry, B., (1988) Food web structure on Georges Bank from stable carbon, nitrogen, and sulfur isotopic composition. *Limnology and Oceanography* 33:1182-1190
- Fry, B., R.K. Anderson, L. Entzeroth, J.L. Bird, P.L. Parker (1984) ^{13}C enrichment and oceanic food web structure in the northwestern Gulf of Mexico. *Contributions in Marine Science* 27:49-63
- Fry, B., S. Saupe, M. Hullar, B.J. Peterson. Platinum catalyzed combustion of DOC in sealed tubes for stable isotopic analysis. eingereicht
- Fry, B., E.B. Sherr (1984) $\delta^{13}\text{C}$ measurements as indicator of carbon flow in marine and freshwater ecosystems. *Contributions in Marine Science* 27:13-47
- Fry, B., S.C. Wainwright (1991) Diatom sources of ^{13}C -rich carbon in marine food webs. *Marine Ecology Progress Series* 76:149-225
- Galimov, E.M. (1985) The biological fractionation of isotopes. Academic Press Inc. 261pp.
- Gardner, W.D., K.R. Hinga, J. Marra (1983) Observations on the degradation of biogenic material in the deep ocean with implications on accuracy of sediment trap fluxes. *Journal of Marine Research* 41:195-214
- Gearing, J.N., P.J. Gearing, D.T. Rudnick, A.R. Requejo, M.J. Hutchins (1984) Isotopic variability of organic carbon in a phytoplankton based temperate estuary. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48:1089-1098
- Goering, J., V. Alexander, N. Haubensstock (1990) Seasonal variability of stable carbon and nitrogen isotope ratios of organisms in a North Pacific Bay. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 30:239-260
- Goldman, J.C. (1980) Physiological processes, nutrient availability, and the concept of relative growth rate in marine phytoplankton ecology. In: *Primary Productivity in the Sea* P.G. Falkowski (ed.) pp.179-194
- Gormly, J.R., W.M. Sackett (1975) Carbon isotope evidence for the maturation of marine lipids. In: *Advances in Marine Geochemistry, Proceedings 7th International Meeting* R. Campos, J. Goni (eds.) Publ. Empresa Nacional, Mineras, SA, Madrid, Spain pp.321-338
- Gradinger, R. (1990) Zur Bedeutung des Pico- und Nanoplanktons in polaren Regionen am Beispiel der Grönländischen See. Dissertation, Universität Kiel 162p.
- Graßhoff, K. (1976) Methods on Seawater Analysis. Verlag Chemie Weinheim 317pp.
- Guy, R.D., G.C. Vahlerberghe, D.H. Turpin (1989) Significance of phosphoenolpyruvat carboxylase during ammonium assimilation. *Plant Physiology* 89:1150-1157
- Hagen, W. (1989) Zur Bedeutung der Lipide im arktischen Zooplankton. Dissertation, Universität Kiel 129pp.
- Haines, E.B. (1976) Stable carbon isotope ratios in the biota, soils and tidal water of a Georgia Salt Marsh. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 4:609-616
- Hassett, R.P., M.R. Landry (1983) Effects of food-level acclimation on digestive enzyme activities and feeding behavior of *Calanus pacificus*. *Marine Biology* 75:47-55

- Hatcher, P.G., E.C. Spiker, N.M. Szeverenyi, G.E. Maciel (1983) Selective preservation and origin of petroleum-forming aquatic kerogen. *Nature* 305:498-501
- Hayes, J.M., K.H. Freeman, B.N. Popp, C.H. Hoham (1990) Compound specific isotopic analysis: A novel tool for reconstruction of ancient biogeochemical process. *Advances in Organic Geochemistry* 16:1115-1128
- Hayes, J.M., B.N. Popp, R. Takigiku, M.W. Johnson (1989) An isotopic study of biogeochemical relationships between carbonates and organic carbon in the Greenhorn Formation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53:2961-2972
- Hebbeln, D., G. Wefer (1991) Effects of ice coverage and ice-rafted material on sedimentation in the Fram Strait. *Nature* 350:409-411
- Hoering, T.C. (1955) Variations of nitrogen-15 abundance in naturally occurring substances. *Science* 122:1233-1234
- Höfling, O. (1979) Physik, Band 2, Teil 3 Dümmlers Verlag 326pp.
- Holdsworth, E.S., K. Bruck (1977) Enzymes concerned with β -carboxylation in marine phytoplankton. Purification and properties of phosphoenolpyruvate carboxylase. *Archives of Biochemistry and Biophysics* 182:87-94
- Holdsworth, E.S., J. Colbeck (1976) The pattern of carbon fixation in the marine unicellular alga, *Phaeodactylum tricornutum*. *Marine Biology* 38:189-199
- Honjo, S. (1990) Particle fluxes and modern sedimentation in the Polar Oceans. In: *Polar Oceanography, Part B: Chemistry, Biology, and Geology*. W.O. Smith (ed.) pp.687-739
- Honjo, S., J.F. Connell, P.L. Sachs (1980) Deep-ocean sediment trap: Design and function of PARFLUX Mark II. *Deep-Sea Research* 27:754-753
- Honjo, S., S.J. Manganini, G. Wefer (1988) Annual particle flux and a winter outburst of sedimentation in the northern Norwegian Sea. *Deep-Sea Research* 35:1223-1234
- Honjo, S., M.R. Roman (1978) Marine copepod fecal pellets: production, preservation and sedimentation. *Journal of Marine Research* 36:45-57
- Ittekkot, V., E.T. Degens, S. Honjo (1984b) Seasonality in the fluxes of sugars, amino acids, and amino sugars to the deep ocean: Panama Basin. *Deep-Sea Research* 31:1071-1083
- Ittekkot, V., W.G. Deuser, E.T. Degens (1984a) Seasonality in the fluxes of sugars, amino acids, and amino sugars to the deep ocean: Sargasso Sea. *Deep-Sea Research* 31:1057-1069
- Jeffrey, S.W., G.F. Humphrey (1975) New spectrometric equations for determining chlorophylls a, b, c₁, c₂ in higher plants and phytoplankton. *Biochemie und Physiologie der Pflanzen* 167:191-194
- Johannessen, O.M. (1986) Brief overview of the physical oceanography. In: *The Nordic Seas*. B.G. Hurlle (ed.) Springer Verlag p.103-126
- Jumars, P.A., D.L. Penrey, J.A. Baross, M.J. Perry, B.W. Frost (1989) Closing the microbial loop: Dissolved carbon pathway to heterotrophic bacteria from incomplete ingestion, digestion and adsorption in animals. *Deep-Sea Research* 36:483-495
- Karl, D.M., G.A. Knauer, J.H. Martin (1988) Downward flux of particulate organic matter in the ocean: A particle decomposition paradox. *Nature* 323:438-441
- Kiyashko, S.I. (1987) Study of carbon flows in marine ecosystems using natural stable isotope ratios ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$). *Soviet Journal of Marine Biology* 13:137-245
- Kroopnick, P. (1980) Isotope fractionation during oxygen consumption and carbonate dissolution within the North Atlantic deep water. *Earth and Planetary Science Letters* 49:485-498
- Lampitt, R.S. (1985) Evidence for the seasonal deposition of detritus to the deep-sea floor and its subsequent resuspension. *Deep-Sea Research* 32:885-897
- Lampitt, R.S., T. Noji, B.v. Bodungen (1990) What happens to zooplankton fecal pellets? Implications for material flux. *Marine Biology* 104:15-23
- O'Leary, M.H. (1980) Determination of heavy atom isotope effects on enzyme catalyzed reactions. *Methods in Enzymology* 64: 83-104
- O'Leary, M.H. (1981) Carbon isotope fractionation in plants. *Photochemistry* 20:553-567
- Legutke, S. (1989) Modelluntersuchungen zur Variabilität im Strömungssystem des Europäischen Nordmeeres. Dissertation, Universität Hamburg 212pp.
- Libes, S.M., W.G. Deuser (1988) The isotope geochemistry of particulate nitrogen in the Peru upwelling area and the Gulf of Maine. *Deep-Sea Research* 35:517-533

- McCave, I.N. (1975) Vertical flux of particles in the ocean. *Deep-Sea Research* 22:491-502
- Macko, S.A. (1983) Source of organic nitrogen in Mid-Atlantic coastal bays and continental shelf sediments of the United States: Isotopic evidence. Annual Report of the Director Geophysical Laboratory Carnegie Institution 1982-1983:390-394
- Macko, S.A., M.L. Fogel-Estep (1984) Microbial alteration of stable nitrogen and carbon isotopic composition of organic matter. *Organic Geochemistry* 6:787-790
- Macko, S.A., M.L. Fogel-Estep, M.H. Engel, P.E. Hare (1986) Kinetic fractionation of stable nitrogen isotopes during amino acid transamination. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50:2143-2143
- Macko, S.A., M.L. Fogel, P.E. Hare, T.C. Hoering (1987) Isotopic fractionation of nitrogen and carbon in the synthesis of amino acids by microorganisms. *Chemical Geology* 65:79-92
- Mariotti, A. (1983) Atmospheric nitrogen is a reliable standard for natural ^{15}N abundance measurements. *Nature* 303:680-683
- Mariotti, A., J.C. Germon, P. Hubert, P. Kaiser, R. Letolle, A. Tradioux, P. Tradioux (1981) Experimental determination of nitrogen kinetic isotope fractionation: Some principles, Illustrations for the denitrification and nitrification process. *Plant and Soil* 62: 413-430
- Mariotti, A., J.C. Germon, A. Leclerc, G. Cartroux, R. Letolle, (1982) Experimental determination of kinetic isotope fractionation of nitrogen isotopes during denitrification. I. Stable isotopes. H.-L. Schmidt, H. Förstel, K. Heinzinger (eds.) Elsevier Scientific Publ. pp.459-464
- Mariotti, A., C. Lancelot, G. Billen (1984) Natural isotopic composition of nitrogen as a tracer of origin for suspended organic matter in the Scheldt estuary. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48:549-555
- Mariotti, A., F. Mariotti, M.-I. Champigny, N. Armarger, A. Moyse (1982) Nitrogen isotope fractionation associated with nitrate reductase activity and uptake of NO_3^- by Pearl Millet. *Plant Physiology* 69:880-884
- Martin, J.H., G.A. Knauer, D.M. Karl, W.W. Broenkow (1987) VERTEX: Carbon cycling in the northeast Pacific. *Deep-Sea Research* 34:267-285
- McConnaughey, T., C.P. McRoy (1979) Food web structure and the fractionation of carbon isotopes in the Bering Sea. *Marine Biology* 53:257-262
- Michaels, A.F., M.W. Silver, M.M. Gowing, G.A. Knauer (1990) Cryptic zooplankton "swimmers" in upper ocean sediment trap. *Deep-Sea Research* 37:1285-1296
- Mills, E.L., K. Pittman, F.C. Tan (1984) Food-web structure on the Scotian Shelf, Eastern Canada: A study using ^{13}C as a food-chain tracer. *Rapp. P.-v. Réun. Con. Int. Explor. Mer* 183:111-118
- Minagawa, M., E. Wada (1984) Stepwise enrichment of ^{15}N along food chains: Further evidence and the relation between $\delta^{15}\text{N}$ and animal age. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48:1135-1140
- Minagawa, M., D.A. Winter, I.R. Kaplan (1984) Comparison of Kjeldahl and combustion method for measurement of nitrogen isotope ratios in organic matter. *Analytical Chemistry* 56:1859-1861
- Miyake, Y., E. Wada (1967) The abundance ratio of $^{14}\text{N}/^{15}\text{N}$ in marine environments. *Records Oceanographic Works, Japan* 9:37-53
- Miyake, Y., E. Wada (1971) The isotope effect on the nitrogen in biochemical oxidation-reduction reactions. *Records Oceanographic Works, Japan* 11:1-6
- Miyazaki, T., E. Wada, A. Hattori (1979) Nitrogen-isotope fractionation in the nitrate respiration by marine bacterium *Serratia maritima*. *Geomicrobiology Journal* 2:115-126
- Montoya, J.P., S.G. Horrigan, J.J. McCarthy (1990) Natural abundance of ^{15}N in particulate nitrogen and zooplankton in Chesapeake Bay. *Marine Ecology Progress Series* 65:35-61
- Montoya, J.P., J.J. McCarthy. Isotopic fractionation during nitrate uptake by phytoplankton grown in continuous culture. eingereicht
- Montoya, J.P., S.G. Horrigan, J.J. McCarthy. Rapid storm-induced changes in the natural abundance of ^{15}N in a planktonic ecosystem. eingereicht a
- Montoya, J.P., P.H. Wiebe, J.J. McCarthy. Natural abundance of ^{15}N in particulate nitrogen and zooplankton in the Gulf Stream Region and Warm Core Ring 86A. eingereicht b
- Moore, I.B., B. Bolin (1986) The oceans, carbon dioxide, and global climatic change. *Oceanus* 29:9-15
- Morris, I. (1980) Paths of carbon assimilation in marine phytoplankton. In: *Primary Productivity in the Sea*. P.G. Falkowski (ed.) Plenum Press N.Y. pp.139-159
- Mook, W.G., J.C. Bommerson, W.H. Staverman (1974) Carbon isotope fractionation between dissolved bicarbonate and gaseous carbon dioxide. *Earth and Planetary Science Letters* 22: 169-176

- Noji, T. T. (1989) The influence of zooplankton on sedimentation in the Norwegian Sea. Dissertation Universität Kiel 183pp,
- Noji, T.T. (1991) The influence of macrozooplankton on vertical particle flux. *Sarsia* 76:1-9
- Noji, T.T., K.W. Estep, F. MacIntyre, F. Norrbin (1991) Image Analysis of faecal material grazed upon by three species of copepods: Evidence for coprophagy, coprophagy and coprophagy. *Journal Marine Biology Association U.K.* 71:465-468
- Owens, N.J.P. (1985) Variations in the natural abundance of ^{15}N in estuarine suspended particulate matter: A specific indicator of biological processing. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 20:505-510
- Owens, N.J.P. (1987) Natural variation in ^{15}N in the marine environment. *Advances in Marine Biology* 24:389-451
- Pace, M.L., G.A. Knauer, D.M. Karl, J.H. Martin (1987) Primary production, new production and vertical flux in the eastern Pacific Ocean. *Nature* 325:803-804
- Pardue, J.W., R.S. Scalan, C. van Baalen, P.L. Parker (1976) Maximum carbon isotope fractionation in photosynthesis by blue-green algae and green algae. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 40:309-312
- Park, R., S. Epstein (1961) Metabolic fractionation of ^{13}C and ^{12}C in plants. *Plant Physiology* 36:133-138
- Parker, P.L. (1964) The biogeochemistry of the stable isotopes of carbon in a marine bay. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 28:1155-1164
- Parker, P.L., J.A. Calder (1970) Stable carbon isotope ratio variation in biological systems. In: Symposium on organic matter in natural waters. D.W. Hood (ed.) Inst. Marine Science Publications No.1 pp.107-127
- Parsons, T.R., M. Takahashi, B. Hargrave (1984) Biological oceanographic processes. Pergamon Press 330p.
- Parwel, A., R. Ryhage, F.E. Wickman (1957) Natural variation in the relative abundance of the nitrogen isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 11:165-170
- Peinert, R., B. v. Bodungen, V.S. Smetacek (1989) Food web structure and loss rate. In: Productivity of the Ocean: Present and Past. W.H. Berger, V.S. Smetacek, G. Wefer (eds.) John Wiley and Sons Limited pp.35-48
- Peterson, B.J., B. Fry (1987) Stable isotopes in ecosystem studies. *Annual Reviews Ecol. Syst.* 18:293-320
- Peterson, B.J., R.W. Howarth, R.H. Garritt (1985) Multiple stable isotopes used to trace the flow of organic matter in estuarine food webs. *Science* 227:1361-1363
- Pilskaln, C.H., S.Honjo (1987) The fecal pellet fraction of biogeochemical particle fluxes to the deep-sea. *Global Biogeochemical Cycles* 1:31-48
- Platt, T., W.G. Harrison, M.R. Lewis, W.K.W. Li, S. Sathyendranath, R.E. Smith, A.F. Venzina (1989) Biological production of the oceans: A case for a consensus. *Marine Ecology Progress Series* 52:77-88
- Rau, G.H. (1991) Another recipe for bomb ^{13}C dilution. *Nature* 350:116
- Rau, G.H., M.A. Arthur, W.E. Dean (1987) $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ variations in Cretaceous Atlantic sedimentary sequences: Implications for past changes in marine nitrogen biogeochemistry. *Earth and Planetary Science Letters* 82:269-279
- Rau, G.H., A.J. Mearns, D.R. Young, R.J. Olson, H.A. Schafer, I.R. Kaplan (1983) Animal $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ correlates with trophic level in pelagic food webs. *Ecology* 64:1314-1318
- Rau, G.H., R.E. Sweeney, I.R. Kaplan (1982) Plankton $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio changes with latitude: differences between northern and southern oceans. *Deep-Sea Research* 29:1035-1039
- Rau, G.H., T. Takahashi, D.J. DesMarais (1989) Latitudinal variations in plankton $\delta^{13}\text{C}$: implications for CO_2 and productivity in past oceans. *Nature* 341:516-518
- Redfield, A.C. (1958) The biological control of chemical factors in the environment. *American Sci.* 46:205-221
- Sackett, W.M. (1986) $\delta^{13}\text{C}$ signatures of organic carbon in southern high latitude deep sea sediments; paleotemperature implications. *Organic Geochemistry* 9:63-68
- Sackett, W.M., B.J. Eadie, M.E. Exner (1974) Stable isotope composition of organic carbon in recent antarctic sediments. In: *Advances in Organic Geochemistry. Acts du 6 Congrès inter. de géochimie organique 1973.* B. Tissot, F. Biennier (eds.) pp.661-671
- Saino, T., A. Hattori (1980) ^{15}N natural abundance in oceanic suspended particulate matter. *Nature* 283:752-754

- Saino, T., A. Hattori (1987) Geographical variation of the water column distribution of suspended particulate organic nitrogen and its ^{15}N natural abundance in the Pacific and its marginal Seas. *Deep-Sea Research* 34:807-827
- Schidlowski, M., J.M. Hayes, I.R. Kaplan (1983) Isotopic inferences of ancient biochemistries: Carbon, sulfur, hydrogen and nitrogen. In: *Earth's earliest Biosphere: Its origin and evolution*. J.W. Schopf (ed.) Princeton Univ. Press p.150-186
- Schimmelmann, A., M.J. DeNiro (1986) Stable isotopic studies on chitin II. The $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ ratios in arthropod chitin. *Contributions in Marine Science* 29:113-130
- Sharp, J.H. (1991) Review of carbon, nitrogen, and phosphorous biogeochemistry. *Reviews of Geophysics*, Supplement 648-657
- Sigleo, A.C., S.A. Macko (1985) Stable isotope amino acid composition of estuarine dissolved colloidal material. In: *Marine and Estuarine Geochemistry*. A.C. Sigleo, A. Hattori (eds.) Lewis Publishers Inc. pp.29-46
- Silver, M.W., M.M. Gowing (1991) The "particle" flux: Origins and biological components. *Progress in Oceanography* 26:75-113
- Smetacek, V. (1985) Role of sinking in diatom life history cycles: ecological, evolutionary and geological significance. *Marine Biology* 84:239-251
- Smith, A.E., I. Morris (1980) Synthesis of lipid during photosynthesis by phytoplankton of the southern ocean. *Nature* 207:197-199
- Smith, S.L., W.O. Smith, L.A. Codispoti, D.L. Wilson (1985) Biological observations in the marginal ice zone of the East Greenland Sea. *Journal of Marine Research* 43:693-717
- Smith, W.O., E. Sakshaug (1990) Polar phytoplankton. In: *Polar Oceanography, Part B: Chemistry, Biology, and Geology*. W.O. Smith (ed.) p.477-525
- Spiker, E.C., P.G. Hatcher (1984) Carbon isotope fractionation of sapropelic organic matter during early diagenesis. *Organic Geochemistry* 5:283-290
- Steele, J.H. (1974) *The structure of marine ecosystems*. Harvard College Printing 128p.
- Steeman-Nielsen, E. (1952) The use of radio-active carbon (^{14}C) for measuring organic production in the sea. *Journal Cons. Perm. Inter. Explor. Mer* 18:117-140
- Suess, E. (1980) Particulate organic carbon flux in the oceans - surface productivity and oxygen utilization. *Nature* 288:260-263
- Suzuki, Y., Y. Sugimura, T. Itho (1985) A catalytic oxydation method for the determination of total nitrogen dissolved in seawater. *Marine Chemistry* 16:83-97
- Sugimura, Y., Y. Suzuki (1988) A high temperature catalytic oxidation method of non-volatile dissolved organic carbon in seawater by direct injection of liquid sample. *Marine Chemistry* 24:105-131
- Sullivan, M.J., C.A. Moncreiff (1990) Edaphic algae are an important component of salt marsh food-webs: evidence from multiple stable isotope analyses. *Marine Ecology Progress Series* 62:149-159
- Sweeny, R.E., K.K. Liu, I.R. Kaplan (1978) Oceanic nitrogen isotopes and their uses in determining the source of sedimentary nitrogen. In: *Department of Scientific and Industrial Research Bulletin Vol.220*. B. Robinson (ed.) Science Information Division, Wellington pp.9-26
- Swift, J.H., K. Aagaard (1981) Seasonal transitions and Water mass formation in the Iceland and Greenland Seas. *Deep-Sea Research* 28:1107-1129
- Tanoue, E., N. Handa (1987) Monosaccharide composition of marine particles and sediments from the Bering Sea and the northern North Pacific. *Oceanologica Acta* 10:91-99
- Thomsen, C.. Lipidverbindungen in sedimentierten und suspendierten Partikeln als Biomarker zur Charakterisierung pelagischer Prozesse. in Vorbereitung
- Tieszen, L.L., T.W. Boutton (1989) Stable carbon isotopes in terrestrial ecosystem research. In: *Stable Isotopes in Ecological Research Vol.68*. P.W. Rundel, J.R. Ehleringer, K.A. Nagy (eds.) Springer Verlag pp.167-195
- Ting I.P., C.B. Osmond (1973a) Photosynthetic phosphoenolpyruvat carboxylase. *Plant Physiology* 51:439-447
- Ting I.P., C.B. Osmond (1973b) Multiple forms of plant phosphoenolpyruvat carboxylase associated with different metabolic pathways. *Plant Physiology* 51:448-452

- Toggweiler, J.R. (1989) Is the downward dissolved organic matter (DOM) flux important in carbon transport? In: Productivity of the Ocean: Present and Past. W.H. Berger, V.S. Smetacek, G. Wefer (eds.) John Wiley and Sons Limited pp.65-84
- Toggweiler J.R. (1990) Bombs and ocean carbon cycles. *Nature* 347:122-123
- Turner, J.T., J.G. Ferrante, (1979) Zooplankton fecal pellets in aquatic ecosystems. *Bio Science* 29:670-676
- Urey, H.C. (1947) The thermodynamic properties of isotopic substances. *Journal of the Chemical Society London Part I*:562-581
- Urrère, M.A., G.A. Knauer (1981) Zooplankton fecal pellets and vertical transport of particulate organic matter in the pelagic environment. *Journal of Plankton Research* 3:369-387
- Velinsky, D., J.R. Pennock, J.H. Sharp, L.A. Cifuentes, M.L. Fogel (1989) Determination of the isotopic composition of ammonium nitrogen at the natural abundance level from estuarine waters. *Marine Chemistry* 26:351-361
- Voß, M. (1991) Composition of copepod faecal pellets and its effect of sedimentation rate in Kiel Bight. *Marine Ecology Progress Series* 75:217-225
- Voß, M., C. Pilnay, I. Peeken (1989) Die Verfolgung pelagischer Prozesse mit Hilfe stabiler Isotope und biochemischer Komponenten. *Nachrichten d. Deutschen Geol. Gesellschaft* 43:99
- Wada, E. (1980) Nitrogen fractionation and its significance in biogeochemical processes occurring in marine environments. In: *Isotope Marine Chemistry*. E.D. Goldberg, Y. Horibe, K. Saruhashi (eds.) pp.375-398
- Wada, E., A. Hattori (1976) Natural abundance of ^{15}N in particulate organic matter in the North Pacific Ocean. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 40:249-251
- Wada, E., A. Hattori (1978) Nitrogen isotope effects in the assimilation of inorganic nitrogenous compounds by marine distoms. *Geomicrobiology Journal* 1:85-101
- Wada, E., M. Terazaki, Y. Kabaya, T. Nemoto (1987) ^{15}N and ^{13}C abundances in the Antarctic Ocean with emphasis on the biochemical structure of the food web. *Deep-Sea Research* 34:829-841
- Wakeham, S.G., E.A. Canuel (1988) Organic geochemistry of particulate matter in the eastern tropical North Pacific Ocean: Implications for particle dynamics. *Journal of Marine Research* 46:183-213
- Wakeham, S.G., C. Lee, J.W. Farrington, R.B. Gagosian (1984) Biogeochemistry of particulate organic matter in the oceans: results from sediment trap experiments. *Deep-Sea Research* 31:509-528
- Wassmann, P. (1990) Relationship between primary and export production in the boreal coastal zone of the North Atlantic. *Limnology and Oceanography* 35:464-471
- Wefer, G. (1989) Particle flux in the ocean: Effects of episodic production. In: *Productivity of the Ocean: Present and Past*. W.H. Berger, V.S. Smetacek, G. Wefer (eds.) John Wiley and Sons Limited pp.139-154
- Wefer, G., J.S. Killingley (1986) Carbon isotopes in organic matter from a benthic Algae *Halimeda incrassata* (Bermuda): Effects of light intensity. *Chemical Geology* 59:321-326
- Weissert, H., J.E.T. Channell (1989) Tethyan carbonate isotope stratigraphy across the jurassic-cretaceous boundary: An indicator of decelerated global carbon cycling? *Palaeoceanography* 4:483-494
- Wellman, R.P., F.D. Cook, H.R. Krouse (1968) Nitrogen-15: Microbiological alteration ?? abundance. *Science* 161:269-270
- Wickman, F.E. (1952) Variations in the relative abundance of the carbon isotopes in plants. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 2:243-254
- Williams, P.M. (1968) Stable carbon isotopes in the dissolved organic matter of the sea. *Nature* 219:152-153
- Williams, P.M., E.R.M. Druffel (1987) Radiocarbon in dissolved organic matter in the central North Pacific Ocean. *Nature* 330:246-248
- Williams, P.M., E.R.M. Druffel (1988) Dissolved organic matter in the ocean: comments on a controversy. *Oceanography* 1:14-17
- Williams, P.M., L.J. Gordon (1970) Carbon 13: Carbon 12 ratios in dissolved and particulate organic matter in the sea. *Deep-Sea Research* 17:19-27
- Zieman, J.C., S.A. Macko, L.A. Mills (1984) Role of seagrasses and mangroves in estuarine food webs: Temporal and spatial changes in stable isotope composition and amino acid content during decomposition. *Bulletin of Marine Science* 35:380-392
- Zeitzschel, B. (1978) Regnet es im Meer? *Umschau* 18:153-154

- Zeitzschel, B., P. Diekmann, L. Uhlmann (1978) A new multisample sediment trap. *Marine Biology* 45:285-288
- Zeller, U. (1990) Untersuchung zum Vorkommen und zur Nahrungsökologie von Copepoden in der Grönlandsee. Diplomarbeit, Universität Kiel 73pp.

DANKSAGUNG

Bodo hat durch seine unermüdliche Diskussionsbereitschaft, seinen Humor, seine Offenheit allen Problemen gegenüber und insbesondere durch die Idee zu diesem Thema meine Arbeit am meisten gefördert und geprägt. Ich danke ihm für all das sehr.

Ständige Hilfsbereitschaft und Offenheit habe ich auch bei den Freunden und Kollegen in unserer Arbeitsgruppe bzw. im SFB und im IfM gefunden. Ganz besonders möchte ich Marita, Ilka, Wolfgang, Bernhard, Annegret, Claudia, Avan, Christoph, Eddi, Frank, Paul, Tom, Sigi, Rolf, Sven, Uli und Moshira danken.

Ohne Mark Altabet mit seinem Interesse zur Zusammenarbeit und der freundlichen Bereitstellung aller Materialien wäre die Arbeit in dieser Form nicht zustande gekommen. Er lud mich ohne Zögern in sein Labor in den USA ein und brachte mir die Messung stabiler Isotope bei. Ich bin ihm dafür sehr dankbar. Während meines USA Aufenthaltes waren mir die Ermunterung und die sozialen Kontakte zu Werner Deuser, Dave Kulis, Kathleen Ledyard, Carol Arnosti, Linda King, Natalie Waser, Ann Edwards, Molly, Edith Ross, Vicky Fabry, Marsha, Ralf Görike und John Bullister eine große Hilfe.

Das Kennenlernen von Brian Fry, der briefliche Kontakt und insbesondere die intensiven Gespräche während seines Besuches in Kiel haben mir sehr beim Verstehen des theoretischen Hintergrundes der "Isotopenwissenschaften" weitergeholfen und viele offene Fragen geklärt. Seine Ermunterung sowie die von Joe Montoya haben mir schwierige Zeiten besonders in den USA überwinden helfen. Joes Interesse zur Zusammenarbeit und seine Bereitschaft Fragen per Telemail zu diskutieren haben mir häufig weitergeholfen.

Dem DAAD danke ich für das Promotionsstipendium, das meine Reise und meinen Aufenthalt in den USA ermöglichte. Ohne den Einsatz von Professor B. Zeitzschel und die finanzielle Unterstützung der Universitätsgesellschaft wäre die für mich sehr wichtige Teilnahme an einem Symposium in Washington nicht möglich gewesen.

Außerdem danken möchte ich den Leuten im ^{14}C -Labor, wo ich u.a. die Grundlagen der Probenvorbereitung für die Isotopenmessung im organischen Material erlernte. Ich danke dort Prof. Dr. Willkomm, Dr. Erlenkeuser, Herrn Cordt, Petra, Susanne, Ingo, Monika und Birgit.

Die Besatzungen der Forschungsschiffe "Meteor", "Valdivia" und "Poseidion" waren zu jeder Zeit hilfsbereit und freundlich, wenn Probleme auftraten, und für die Probennahmen eine unerläßliche Hilfe.